

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ПРИ ПОИСКАХ
ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

[Тематический сборник научных трудов]

Москва 1973

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМЕ
«НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

550.83:550.4

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ПРИ ПОИСКАХ
ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Тематический сборник научных трудов)

1018

Москва 1973



Главный редактор
член-корреспондент АН СССР
Л. Н. ОВЧИННИКОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

С. В. ГРИГОРЯН (зам. гл. редактора),
А. М. ЗНАМЕНСКИЙ, М. Ф. КУЗИН,
И. Н. РЕЗНИКОВ, В. З. ФУРСОВ



Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов

М. А. ФАВОРСКАЯ, И. Н. ТОМСОН

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Анализ размещения оловорудных провинций Мира приводит к заключению, что они, в основном, приурочены к областям развития тектонической активизации.

До недавнего времени большинство исследователей признавало существование только двух главных типов развития земной коры — платформенного и геосинклинального. Геосинклинали, в противовес платформам и щитам, рассматривались как области сосредоточения активных тектонических движений, в том числе и тех, которые сопровождаются магматической деятельностью. Однако изучение особенностей геологического строения Азиатского материка позволило выявить широкое развитие своеобразных процессов, сопровождающихся вовлечением отдельных участков платформ, щитов и других областей завершённой складчатости в активные тектонические движения, а также различными формами проявлений магматизма. Эти процессы получили в литературе название процессов тектонической и магматической активизации (Мирчинк, 1940; Карпова, 1968; Щеглов, 1967; Горжевский, Фогельман, 1966; Нагибина, 1963):

В настоящее время все большим признанием пользуются идеи об автономии процессов активизации, охватывающих одновременно подвижные пояса и платформы, и о независимости от движений в соседних геосинклиналях.

До недавнего времени в качестве основного критерия для выделения процессов автономной активизации использовалось наличие значительного разрыва во времени между наступлением этих последних и завершением геосинклинального

процесса на данной территории. Однако проведенный нами анализ имеющихся данных позволил показать, что упомянутые соотношения не всегда обязательны и являются одним из частных следствий более общей закономерности, выражающейся в анхипланетарном характере импульсов тектонической и магматической активизации, которые одновременно охватывают территории, различающиеся по времени своей консолидации. Одной из характерных особенностей эпох активизации является резкое повышение роли структур сквозного типа, в большинстве случаев секущих по отношению к структурам земной коры. В областях орогенной активизации возникают специфические структурные формы, именуемые сводовыми и купольными поднятиями.

Именно с этим типом активизации связано образование большинства оловорудных провинций. Орогенная активизация характеризуется синхронным развитием магматических и рудных процессов на гетерогенных по строению территориях. Особенностью этого магматизма является существенная роль (преобладание) кислых проявлений. Отмечается также синхронное развитие контрастных по составу магматических серий типа базальт-липарит, свидетельствующее о возможной множественности их источников.

Эпохи активизации в фанерозое, продуктивные в отношении оловянного оруденения, не всегда совпадают для Атлантического и Тихоокеанского секторов Земного шара. В Атлантическом секторе наибольшее значение имеют эпохи активизации: пермо-карбоновая (месторождения срединных массивов Европы, месторождения Средней Азии и Казахстана); верхнеюрская (Африка); в Тихоокеанском секторе — верхнетриасово-нижнеюрская (некоторые месторождения Забайкалья, Монголии, Индонезии, ранняя группа боливийских месторождений); верхнемеловая (Верхояно-Чукотская провинция, месторождения Малого Хингана и Приамурья, рудные районы КНР — Гэдзю и Хэчи-Наньданьский, месторождения ДРВ и Бирмано-Малайского пояса); третичная — включающая более древнюю палеогеновую группу с возрастом 50—60 млн. лет (месторождения Боливии и Японии). Можно отметить также область перекрытия, где проявились как атлантические, так и тихоокеанские эпохи активизации. Эта область протягивается от Забайкалья в юго-восточную Азию и структурно сопряжена со сквозным поднятием Великого геораздела Азиатского материка (Резвой, 1964).

Для Тихоокеанского подвижного пояса наиболее продуктивной в отношении олова была верхнемеловая эпоха, когда образовался ряд крупнейших рудных районов, по преимуществу касситерит-силикатной формации, важное значение имеет также палеогеновая эпоха.

Тот факт, что в пределах Тихоокеанского подвижного пояса располагается ряд уникальных по своим запасам оловорудных объектов, позволяет поставить вопрос о специфических закономерностях, которые управляют их размещением. В этой связи следует отметить, что при работе на территории Восточного Забайкалья и юга Дальнего Востока авторами были выделены особые глубинные «рудоконцентрирующие» зоны нарушений, секущие господствующую складчатость и контролирующие расположение крупных, промышленно важных рудных узлов. Эти структуры по своей природе относятся к типу сквозных и отличаются протяженностью в сотни км при ширине в первые десятки км. Они характеризуются также длительностью развития, проявляясь нередко в течение целого ряда геологических периодов. В качестве структур глубокого заложения они выражены на поверхности в завуалированной форме, прослеживаясь в виде прерывистых линейно расположенных структурных и геохимических аномалий. Рудоконцентрирующие структуры, пересекая различные металлогенические зоны; не оказывают кардинального влияния на их рудную специализацию, а дают в их пределах вспышки особо интенсивной минерализации соответствующего типа. Таким образом, в пределах рудоконцентрирующих структур упомянутых территорий наряду с крупными оловорудными объектами могут также располагаться значительные по размерам свинцово-цинковые, золоторудные и вольфрамовые месторождения.

Среди рудоконцентрирующих структур на всем земном шаре преобладают системы нарушений широтного и субмеридионального плана. Первые из них наиболее характерны для Тихоокеанских побережий, вторые господствуют по преимуществу в пределах Евразии, к западу от Забайкалья, и в Африке. Некоторые широтные рудоконцентрирующие структуры Сихотэ-Алиня находят свое продолжение в структурах дна Японского моря. Наряду с этим некоторые зарубежные исследователи связывают особенности размещения крупных рудных месторождений Западных штатов Америки с продолжением на континенте крупных широтных дислокаций дна океана. Анализ схемы размещения оловорудных провинций Мира под-

тверждает ведущее значение широтных и меридиональных глубинных нарушений в размещении крупнейших оловорудных узлов. Так, широтные нарушения играют важную роль в локализации крупнейших оловянных и оловянно-вольфрамовых рудных районов Южного Китая и юга Дальнего Востока СССР, меридиональная структура определяет размещение месторождений Бирмано-Малайского пояса, а в Африке — рудных районов Северной Нигерии, плато Аир и Туарегского щита. Таким образом, важнейшим элементом при прогнозах в региональном масштабе является выделение рудоконтролирующих структур. Для этого можно опираться на целый ряд их характерных признаков. Так, палеоструктурные реконструкции указывают на то, что многие из числа рудоконцентрирующих структур представляли собою на разных этапах своего развития фациальные барьеры и нередко выступали как длительно живущие поперечные поднятия.

Из числа элементов, определяющих геохимические аномалии рудоконцентрирующих структур, важная роль принадлежит бору и фтору. Как было показано нами ранее, рудоконцентрирующие структуры Приморья и Восточного Забайкалья нередко на значительном протяжении трассируются полями турмалинизации и других борсодержащих метасоматитов. С рудоконцентрирующими структурами Восточного Забайкалья связаны месторождения флюорита, проявляющиеся в разных металлогенических зонах. Можно также отметить, что и сами месторождения, расположенные в пределах рудоконцентрирующих структур, отличаются большей длительностью формирования и более комплексным составом руд по сравнению с другими оловорудными месторождениями соответствующего региона.

Для выявления рудоконцентрирующих структур используются результаты комплекса различных методов: палеоструктурного, морфоструктурного, геофизических, целеустремленного изучения магматических особенностей, геохронологического районирования, составления схем экстенсивности и интенсивности оруденения и рудноформационного анализа.

При переходе от аспектов регионального размещения крупных оловорудных объектов к обоснованию прогнозов в среднем масштабе основное внимание уделяется типоморфным структурам, возникающим в условиях орогенной активизации. К ним, в первую очередь, относятся сводово-глыбовые воздымания. Среди возникающих при этом положительных структур, в соответствии с преобладающими размерами и формой,

можно выделить сводовые поднятия, превышающие по площади 2000 км² и купольные поднятия с преобладающими размерами от 400 до 1500 км². Последние нередко осложняют своды, приурочиваясь к их центральным частям или периферии. Купольные поднятия указанных размеров были отмечены нами ранее на основании их взаимоотношения с магматическими проявлениями к типу очаговых структур. Сводовые и купольные поднятия характеризуются округлыми очертаниями. Однако их формирование, как правило, тесно сопряжено с нарушениями линейного типа. В результате возникают овальные или частично деформированные, имеющие отдельные линейные ограничения, структуры. Последние дают все переходы к полигональным воздымающимся блокам, сохраняющим радиальный рисунок внутренней расчлененности, присущий сводам и куполам. Наряду с движениями положительного знака периоды орогенной активизации сопровождаются образованием наложенных впадин и вулканических поясов. При этом следует различать два типа взаимоотношений между сводовыми и крупными купольными поднятиями, с одной стороны, и наложенными впадинами — с другой. К первому типу относятся случаи формирования широких наложенных впадин в начальную стадию активизации с последующей их инверсией и образованием на их месте сводовых поднятий. Второй тип характеризуется образованием сводов на раннем этапе описываемого процесса непосредственно на консолидированном основании. В этом случае наложенные впадины могут возникать синхронно по периферии сводов. Впадины этого типа не претерпевают инверсии и сохраняют тенденцию к погружению на протяжении всего периода активизации.

В качестве важного критерия для распознавания сводовых поднятий с различной историей развития мы выдвигаем особенности пространственных соотношений вулканогенно-осадочной и интрузивной групп формаций. В первом случае эффузивная деятельность связана с периодами формирования наложенных впадин. При этом образуются вулканогенно-осадочные толщи, которые в период инверсии прорываются интрузиями. Таким образом, здесь вулканогенно-осадочные и интрузивные формации оказываются совмещенными. В качестве примеров подобных впадин, претерпевших инверсию, могут быть приведены Хингано-Олонойская, Мяо-Чанская и Омсукчанская на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР. Во втором случае вулканогенно-осадочные толщи формирующиеся в периферических впадинах, пространственно обособлены от

интрузивов синхронно внедряющихся во внутренних областях сводовых поднятий; сюда относятся, например, сводовые поднятия Забайкалья.

Своды и крупные купола, как первого, так и второго генетического типа, могут переживать и еще одну заключительную стадию развития, характеризующуюся их общим распадом и погружением, которое нередко сопровождается излиянием базальтов. Этот процесс, как правило, связан с изменением общей тенденции воздымания соответствующего мегаблока на обратную, с преобладанием погружений. Характерными областями развития подобных процессов являются, в частности, континентальные побережья Японского моря и Татарского пролива.

В связи с тем, что металлогения олова, как уже упоминалось, теснейшим образом связана с периодами активизации орогенного типа, необходимо специально остановиться на металлогенической роли типоморфных структур этой последней.

Оловорудные районы тяготеют к обоим охарактеризованным выше генетическим типам сводовых и купольных поднятий. При этом районы, приуроченные к впадинам, претерпевшим инверсию, характеризуются целым комплексом формационных особенностей магматических образований. Так, в частности, в составе вулканогенно-осадочных толщ значительная роль принадлежит кислым эффузивам. Эффузивы среднего состава проявляются в разрезе неоднократно, образуя с кислыми контрастные ассоциации. В целом, для эффузивов оловорудных районов характерно преобладание калия над натрием в составе щелочей, в отличие от регионально распространенных эффузивов того же возраста. Следующие за формированием вулканогенно-осадочных толщ интрузии характеризуются как средним (вплоть до основного), так и кислым, в том числе аляскитовым, составом. В районах характеризуемого типа преобладает оловянное оруденение касситерит-силикатной формации.

Сводовые и купольные поднятия второго генетического типа, сопровождающиеся оловянной минерализацией, характеризуются интрузивами по преимуществу кислого состава с преобладанием калия над натрием. По сравнению с интрузиями, ассоциирующими со сводами первого генетического типа, эти интрузии отличаются большими размерами. Здесь преобладает оруденение касситерито-кварцевой формации, причем по периферии крупных сводов оно сменяется касситерито-сульфидным.

Следует сказать несколько слов о роли металлогенической специализации магматических пород в свете высказанных положений. Повышенные содержания олова в кислых изверженных породах являются признаком потенциально оловоносной провинции, но не могут быть непосредственно использованы в целях локального прогнозирования. Значительно более перспективными в этом отношении являются установленные в недавнее время В. А. Баскиной (устное сообщение) значительно повышенные против кларков содержания целой группы рудных элементов-примесей, как фемического, так и силического профиля, в изверженных породах в пределах крупных оловорудных районов Сихотэ-Алиня.

Охарактеризованные структуры, сопровождающие орогенную активизацию, представляют собою потенциально оловоносные площади. Однако крупные оловорудные районы возникают в тех случаях, когда подобные структуры определенным образом сочетаются с зонами рудоконцентрирующих нарушений. Так, для территории Сихотэ-Алиня крупные сводовые поднятия, как правило, не проникают в пределы рудоконцентрирующих зон нарушений, и размещение оловорудных узлов в соответствующем регионе контролируется или небольшими по размеру куполами, или участками сопряжения сквозных структур широтного и меридионального простирания. Наиболее крупные своды Сихотэ-Алиня за пределами рудоконцентрирующих структур контролируют меньшие по масштабам оловорудные узлы.

На примере Забайкалья было установлено, что в пределах сводов и крупных куполов перспективные на оловянное оруденение площади могут быть дополнительно уточнены путем изучения внутреннего строения упомянутых структур. Так, в частности, потенциально рудоносными являются приподнятые секториальные блоки.

Все сказанное позволяет высказать некоторые рекомендации в отношении прогнозирования крупных оловорудных объектов. В региональном плане наиболее перспективными являются области, испытавшие активизацию орогенного типа. При этом, как было отмечено в начале, есть основание говорить об определенных оловоносных эпохах. Не потеряло своего значения известное представление о кислом и калиевом типе магматизма оловорудных провинций. Однако наиболее крупные объекты неизменно тяготеют к областям развития контрастных магматических ассоциаций, сочетающих основные и кислые магматические проявления.

Вместе с тем, следует специально подчеркнуть, что в настоящее время наиболее существенными элементами региональных прогнозов являются выделение и прослеживание рудоконцентрирующих зон нарушений, определяющих размещение наиболее крупных оловорудных полей.

Более локальное прогнозирование предусматривает необходимость изучения специфических структур и формаций периодов орогенной активизации и особенностей их сочетания с рудоконцентрирующими структурами.

В заключение следует кратко остановиться на возможных причинах образования крупных оловорудных объектов. Ряд факторов указывает на то, что в формировании их участвовали разноглубинные источники. Об этом свидетельствуют сопровождающие оруденение контрастные магматические серии типа базальт-липарит, так же как и контрастная по составу геохимическая специализация изверженных пород, с одновременным участием элементов-примесей фемического и сиалического профилей, и сопровождающие рудоконцентрирующие структуры региональные поля бор- или фторсодержащих метасоматитов. Последние, по-видимому, являются продуктами глубинных эманаций, которые, возможно, участвуют в мобилизации веществ из верхних горизонтов земной коры. На гетерогенность источников может также указывать совмещение на площади разнотипных проявлений минерализации.

Одной из особенностей крупных оловорудных узлов в пределах долгоживущих рудоконцентрирующих структур является значительная длительность их формирования. Все это вместе взятое позволяет предполагать, что концентрация рудного вещества при формировании крупных оловорудных объектов происходила под влиянием глубинных эманаций в зонах рудоконцентрирующих нарушений.

ЛИТЕРАТУРА

- Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В сб. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования», Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. XVIII, 1968, т. 155.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. — Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отдел геол., 1940, вып. 3—4.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активации. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8 (Современные проблемы металлогении), 1967.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

Месторождения сульфидно-касситеритовой формации

Месторождение Эге-Хая. Эге-Хайское рудное поле расположено в средней части Яна-Борулахского междуречья, которое в тектоническом отношении занимает северное окончание Адычанской складчато-глыбовой подзоны Яна-Индигирской складчатой зоны Верхояно-Чукотской складчатой области (Якутская АССР).

Основным структурным элементом рудного поля является дорудный разлом. К нему приурочено несколько параллельных даек диоритовых порфиритов и зон дробления.

Участок месторождения сложен породами карнийского яруса верхнего триаса, представленными сланцами с редкими прослоями и линзами тонкозернистых песчаников (Верхоянский комплекс). Простираание пород СВ 25—40°, падение ЮВ 35—60°. Осадочная толща смята в складки северо-восточного простираания.

Основным рудным телом месторождения является зона Главная, примыкающая в северо-восточной части к дорудному разлому.

Рудное тело представлено брекчией, состоящей из обломков сланцев и диоритовых порфиритов, сцементированных кварцем, хлоритом, сульфидами и карбонатами.

Рудные минералы представлены касситеритом, самородными серебром и висмутом, пирротинном, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, висмутином. Из нерудных минералов присутствуют кварц, хлорит, карбонаты, в небольших количествах встречаются флюорит и турмалин.

На месторождении выделены четыре стадии минерализации: кварцевая, кварц-касситеритовая, сульфидная, карбонат-

ная, а также две стадии гидротермального изменения вмещающих пород. Дорудная стадия связана с региональным метаморфизмом и выражается в хлоритизации и серицитизации пород. Процессы рудоотложения сопровождались окварцеванием и турмалинизацией песчано-глинистых сланцев. Заключительная стадия рудного процесса сопровождается пропитыванием боковых пород карбонатами. Обычно ширина измененных пород не превышает первых десятков сантиметров.

По классификации Е. А. Радкевич, месторождение Эге-Хая относится к хлоритово-сульфидному типу касситеритово-сульфидной формации.

Первичные ореолы месторождения Эге-Хая изучались вокруг рудных тел зон Главная и Дальняя.

Ореолы всех элементов имеют вытянутую вдоль рудного тела форму, причем наиболее широкие и контрастные ореолы установлены на уровне максимума оловянного оруденения, где ширина их составляет 200—250 м.

По падению и восстанию рудного тела ореолы заметно сужаются. Медь образует ореолы только на уровне наиболее продуктивной части рудного тела.

При рассмотрении особенностей распределения элементов по исследованному разрезу обращает на себя внимание тенденция к выклиниванию с глубиной ореолов свинца, серебра, цинка, меди, олова и усиление на глубине ореола молибдена, несмотря на намечающееся выклинивание рудного тела. Аномальные содержания вольфрама установлены только в нижней части разреза.

Таким образом, в строении ореолов, окаймляющих рудную зону, наблюдается вертикальная зональность: в отличие от свинца, цинка и серебра, молибден и вольфрам характерны для глубоких частей ореолов.

Для количественной оценки вертикальной зональности были рассчитаны величины отношений линейных продуктивностей ореолов элементов-индикаторов к продуктивности ореола олова для всех изученных сечений, а также величины показателя зональности (отношения продуктивности ореолов отдельных элементов к сумме продуктивностей ореолов всех элементов-индикаторов), (табл. 1).

Как следует из табл. 1, максимальные значения показателя зональности одних элементов установлены на самом верхнем горизонте (серебро, цинк), других — на нижнем (вольфрам, молибден, кобальт).

Вертикальная зональность первичных ореолов месторожде-

ния Эге-Хая выражается следующим рядом элементов-индикаторов, составленным по результатам расчета величин показателя зональности (см. табл. 1).

Таблица 1

Изменение величины показателя зональности с глубиной

Химические элементы	Показатели зональности по горизонтам			
	I	II	III	IV
Олово	0,16	0,17	<u>0,19</u>	0,1
Свинец	0,12	<u>0,22</u>	0,18	0,19
Цинк	0,034	0,006	0,013	0,01
Серебро	<u>0,08*</u>	0,005	<u>0,005</u>	<u>0,007</u>
Медь	<u>0,28</u>	0,22	0,22	<u>0,25</u>
Молибден	0,05	0,05	0,045	<u>0,07</u>
Кобальт	0,10	0,16	0,17	<u>0,19</u>
Мышьяк	0,06	<u>0,11</u>	0,09	<u>0,06</u>
Висмут	0,03	<u>0,02</u>	<u>0,04</u>	<u>0,04</u>
Вольфрам	0,05	0,009	0,03	<u>0,06</u>

*Здесь и далее в таблицах подчеркнуты максимальные значения линейной продуктивности ореолов.

Серебро—цинк—медь—свинец—мышьяк—олово—висмут—кобальт—молибден—вольфрам (элементы в ряду слева направо расположены в порядке увеличения способности накапливаться в нижних сечениях ореола).

Вертикальная зональность ореолов, установленная при изучении закономерностей изменения параметров ореолов отдельных элементов-индикаторов, особенно наглядно иллюстрируется при рассмотрении мультипликативных ореолов групп элементов, выбранных на основе ряда зональности.

Отношение продуктивности мультипликативных ореолов группы: серебро, свинец, цинк к продуктивности ореолов группы: олово, молибден, кобальт по исследованному разрезу с глубиной уменьшается более, чем в 750 раз (табл. 2).

Месторождение Улахан-Эгелях. Месторождение Улахан-Эгелях расположено в пределах Ыннах-Хайского поднятия, составляющего один из структурных элементов Адычанского брахиантиклинория (Якутская АССР).

В пределах рудного поля развиты терригенные мелкообломочные отложения, относимые к верхнему подъярису карнийского яруса верхнего триаса (песчаники, песчано-глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты).

Таблица 2

**Величины отношений линейных продуктивностей
мультипликативных ореолов**

Горизонты	Отношение продуктивностей
II	7,6
V	1,9
IX	1,5
XI (вижисерудный)	0,5
XIV (подрудный)	0,01
Коэффициент контрастности вертикальной зональности	760

Интрузивные породы в пределах месторождения представлены, в основном, дайками диоритовых порфиритов, образующих пояс, вытянутый в северо-восточном направлении. К этому поясу даек пространственно приурочены все основные рудные тела месторождения. Падение даек восточное, крутое (65—80°).

Песчано-сланцевые породы Улахан-Эгеляхского рудного поля в разной степени изменены (ороговикованы) процессами регионального и контактового метаморфизма. Кроме регионального и контактового метаморфизма, породы рудного поля Улахан-Эгеляхского месторождения подверглись изменениям, связанным с гидротермальной деятельностью. Эти изменения выражаются в интенсивной хлоритизации, серицитизации и окварцевании пород.

В тектоническом отношении месторождение располагается в апикальной части крупной антиклинальной структуры, осложненной более мелкими складками и поперечными перегибами. Простираие пород меняется от 0 до 30—50°, падение слонности на крыльях складок обычно составляет 20—30°, в редких случаях наблюдается более крутое падение (40—60°).

Складчатая структура осложнена разрывными нарушениями, среди которых выделяются четыре системы — северо-вос-

точные, северо-западные, субширотные и субмеридиональные.

Рудовмещающими являются трещины и зоны дробления северо-восточного и северо-западного простирания; некоторые участки рудных тел приурочены к субширотным трещинам.

Рудные тела имеют жиллообразную форму с часто меняющейся мощностью, что обуславливает их линзовидное и прерывистое строение. Большинство рудных тел месторождения имеет существенно сульфидный состав с кварцем и подчиненным количеством карбонатов, хлорита, турмалина, касситерита. Отличительной особенностью вещественного состава руд месторождения является широкое развитие сульфидов цинка и меди при ограниченном количестве сульфидов свинца и олова.

Минеральный состав гипогенных руд следующий: главные минералы — пирротин, пирит, кварц, сфалерит; второстепенные — арсенопирит, марказит, кальцит, серицит, хлорит, турмалин, галенит, халькопирит, касситерит; примеси — магнетит, станнин, рутил, пираргирит, висмутин, халькопирит, висмут самородный, самородное серебро.

Касситерит является основным носителем олова на месторождении. По данным химических анализов рудных проб, сульфидное олово, находящееся в виде станнина, составляет лишь около 0,3% всего олова.

На месторождении выделено четыре стадии минерализации: кварцево-хлоритовая, кварцево-сульфидная с касситеритом, сульфидная с касситеритом, кварцево-карбонатная.

Первичные ореолы на месторождении Улахан-Эгелях изучены по ряду разрезов.

Наиболее полные данные о закономерностях распределения элементов в околорудном пространстве получены при геохимическом опробовании выработок разрезов XIII и XXI, вскрывающих рудное тело «Северное-1» более чем на 300 м по вертикали (горизонт +570 м — +230 м).

Разрез XIII. Вокруг рудной зоны образуются значительные по размерам и контрастности первичные ореолы широкого круга элементов: олова, свинца, цинка, меди, серебра, бора, мышьяка, кобальта и молибдена.

Кроме ореолов этих элементов выявлены также незначительные по размерам ореолы вольфрама и висмута. Чувствительность применявшегося спектрального анализа на эти элементы недостаточна, вследствие чего можно считать, что ореолы этих элементов в действительности более значительны по размерам.

В распределении элементов по вертикали выявляются отчетливые различия. В то время как ореол олова характеризуется лишь некоторым снижением концентрации элемента и сужением полей максимальных содержаний к нижним сечениям, для свинца, цинка и серебра установлено отчетливое выклинивание их ореолов с глубиной. При рассмотрении особенностей распределения элементов обращает на себя внимание усиление на глубине ореола молибдена.

Таким образом, в строении первичных ореолов, окаймляющих рудоносную зону, наблюдается вертикальная зональность. В отличие от свинца, цинка и серебра, молибден тяготеет к нижним сечениям ореола.

Для количественной оценки вертикальной зональности были рассчитаны величины отношения продуктивностей частных мультипликативных ореолов (табл. 3).

Таблица 3

Отношение продуктивностей частных мультипликативных ореолов

Горизонт подсечения рудного тела, м	Отношение продуктивностей
570	15
470	10
370	3
270	1,5
Коэффициент контрастности вероятной зональности	10

Разрез XXI. Геохимическим опробованием выявлены довольно широкие и контрастные ореолы олова, цинка, свинца, меди и серебра. Вниз по разрезу наблюдается сужение ореолов этих элементов.

В строении ореолов существует вертикальная зональность, которая проявляется в приуроченности ореолов свинца, серебра, цинка к верхним частям разреза, а молибдена — к нижним.

Для количественной оценки вертикальной зональности были рассчитаны показатели зональности элементов-индикаторов (табл. 4).



Величины показателя зональности

Химические элементы	Показатели зональности по горизонтам		
	I	II	III
Олово	0,088	0,038	0,080
Свинец	0,136	0,154	0,058
Цинк	0,134	0,054	0,108
Серебро	0,206	0,066	0,105
Медь	0,198	0,216	0,212
Молибден	0,178	0,378	0,358
Кобальт	0,059	0,094	0,078

Вертикальная зональность первичных ореолов выражается следующим рядом элементов-индикаторов, составленным по результатам вычисления величин показателя зональности: серебро—цинк—свинец—медь—олово—кобальт—молибден.

В табл. 5 приведены величины отношения линейных продуктивностей мультипликативных ореолов.

При рассмотрении особенностей распределения химических элементов по исследованному разрезу обращает на себя внимание усиление на глубине ореолов свинца, серебра и меди, несмотря на намечающееся выклинивание рудного тела.

Таблица 5

Изменение отношений линейных продуктивностей мультипликативных ореолов по падению рудного тела

Изученные горизонты, м	$\frac{Pb \times Zn \times Ag}{Sn \times Mo \times Co}$
565 (шт. 2)	6,2
390 (скв. 50)	2,8
305 (скв. 134)	1,6
230 (скв. 206)	0,7
Коэффициент контрастности вертикальной зональности	9

Отношение продуктивностей ореолов пар элементов

Горизонт подсечения рудного тела, м	Pb/Sn	Cu/Sn	Ag/Sn
565 (шт. 2)	1,5	2,1	0,023
390 (скв. 50)	4,0	5,6	0,018
305 (скв. 134)	0,7	2,6	0,012
230 (скв. 206)	3,1	5,7	0,03

Появление на глубине новой «волны» ореолов ряда элементов фиксируется также характером изменения индикаторных отношений по вертикали (табл. 6). Это позволяет сделать предположение о вероятном наличии на глубине слепого рудного тела. Именно появлением новой «волны» надрудных ореолов следует объяснить сравнительно слабую контрастность вертикальной зональности мультипликативных ореолов.

Месторождения кварц-оловорудной формации

Месторождение Комсомольское. Комсомольское оловорудное месторождение расположено в Центральном Забайкалье, к северо-западу от месторождения Хапчеранга. В геологическом строении месторождения принимают участие биотит-роговообманковые граниты Кыринского и лейкократовые биотитовые граниты Харалгинского комплексов. Рудные тела локализуются в лейкократовых интенсивно измененных гранитах, слагающих штокообразное интрузивное тело удлиненной формы. Последнее протягивается в северо-западном направлении на расстояние 3 км при ширине 100—350 м.

Изменения выражены в грейзенизации, окварцевании и сульфидизации вмещающих пород. Рудные тела месторождения выходят на поверхность и приурочены к трещинным структурам. Системы разнонаправленных трещин образуют главным образом пологопадающие штокверковые зоны (рудные тела № 1, 2). На Восточном участке рудная минерализация, кроме того, локализуется в крутопадающих зонах дробления сложного строения. Границы рудных тел нечеткие и определяются по данным опробования.

Основным полезным компонентом руд является олово, а в рудном теле № 1 также вольфрам. Сопутствующие элементы представлены мышьяком, свинцом, медью, цинком. Минер-

ральный состав руд: касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, шеелит, ферберит, сфалерит, галенит и др. Образование рудных тел месторождения обязано проявлению минерализации, характерной, с одной стороны, для касситеритово-кварцевой формации и, с другой стороны, для касситеритово-сульфидной. Причем первая из них является преобладающей.

Вокруг рудных тел Комсомольского месторождения выявлены первичные ореолы широкого круга элементов (олово, вольфрам, мышьяк, бор, серебро, медь, сурьма, висмут, кобальт, свинец, цинк и др.). Наиболее широкие и интенсивные ореолы образуют мышьяк, вольфрам, серебро, олово и медь. Свинец образует небольшие слабоконтрастные ореолы. Аномальные содержания цинка встречаются в единичных пробах. Максимальные концентрации всех элементов приурочены к рудным телам, а также к зонам интенсивной грейзенизации и окварцевания пород.

Ореолы мышьяка, вольфрама, серебра, олова и меди полностью не оконтурены и ширину их определить не представляется возможным, так как опробованные профили не выходят за их пределы.

Для изучения зональности ореолов были рассчитаны отношения продуктивностей ореолов элементов-индикаторов к продуктивности ореола олова и определены коэффициенты контрастности зональности (приводятся данные по разрезу XII Восточного участка). По величине этого коэффициента элементы располагаются в следующий ряд (слева в нижней части ореола): (свинец, цинк) — сурьма — серебро — медь — олово — вольфрам. В скобках заключены элементы с близкими коэффициентами контрастности вертикальной зональности.

Более контрастные данные по зональности ореола выявляются при рассмотрении мультипликативных ореолов. Если величина коэффициента контрастности зональности парных отношений колеблется от 1,4 до 4, то отношение мультипликативных ореолов

$$\frac{\text{свинец} \times \text{серебро}}{\text{вольфрам} \times \text{мышьяк}}$$
 уменьшается с глубиной более чем в 400 раз.

Месторождение Киргилых. Месторождение Киргилых находится в Верхоянском районе Якутской АССР, в 3,5 км к северо-востоку от месторождения Эге-Хая.

Вмещающие оруденение породы представлены ороговикованными песчано-глинистыми сланцами верхнего триаса, ин-

тенсивно турмалинизированными, биотитизированными и участками грейзенизированными. Простираение пород северо-восточное, близкое к меридиональному.

Сланцы прорваны дайками гранит-порфиров, имеющих северо-восточное простирание и крутое падение на юго-восток.

На месторождении с поверхности прослежены две минерализованные зоны дробления. Первая зона северо-восточного направления имеет юго-восточное падение и состоит из серии кварцевых жил и прожилков с турмалином, мусковитом, флюоритом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом. Вторая зона имеет северо-западное простирание и представлена брекчированными песчаниками с лимонитом, скородитом, арсенопиритом, касситеритом, вольфрамитом. На пересечении этих двух зон образован рудный «столб»:

Первичные геохимические ореолы на месторождении Киргилях оконтурены по результатам опробования коренных пород в подземных горных выработках и зерна скважин.

Указанными выработками вскрывается рудоносная структура на двух горизонтах (горизонты +440 и +390 м).

На месторождении вокруг рудных тел, кроме олова, отчетливые ореолы образуют вольфрам, мышьяк, свинец, серебро.

Как и на рассмотренном выше месторождении Комсомольском, уверенно аномальные содержания цинка устанавливаются в единичных пробах, которые в единые аномальные поля не увязываются. В связи с этим цинк не относится к числу основных элементов-индикаторов оруденения кварц-касситеритовой формации, в отличие от месторождений сульфидно-касситеритовой формации, для которых цинк является одним из важнейших элементов-индикаторов.

Ореолы всех элементов обладают максимальными размерами и интенсивностью на верхнем (штольневом) горизонте, причем наиболее контрастными являются ореолы мышьяка, вольфрама и олова.

В строении ореолов выявляется вертикальная зональность, которая выражается в смещении ореолов по вертикали друг относительно друга.

Необходимо отметить, что эта зональность выражена достаточно отчетливо, несмотря на незначительную глубину вскрытия рудных тел и окаймляющих их первичных ореолов.

Для установления ряда вертикальной зональности были рассчитаны линейные продуктивности ореолов на двух изучен-

ных сечениях, а также отношения линейных продуктивностей ореолов отдельных элементов к линейной продуктивности ореола мышьяка — элемента, ореолы которого с глубиной существенных изменений не претерпевают.

Как следует из табл. 7, коэффициенты контрастности вертикальной зональности (отношение продуктивностей ореолов обоих горизонтов, верхний — в числителе) для всех пар элементов превышают единицу. Это означает, что из всех рассмотренных элементов мышьяк образует ореолы, наиболее смещенные вниз по вертикали. По величинам (убывающим) коэффициента контрастности вертикальной зональности можно составить следующий ряд элементов-индикаторов зональности ореолов месторождения Киргилых: свинец, серебро, медь (олово, висмут), (вольфрам), мышьяк. В этом ряду слева направо происходит смена надрудных элементов подрудными. В скобках заключены элементы, взаимоотношения которых в ряду надежно не установлены в силу их одинакового распределения по вертикали, что выражается близостью величин коэффициента контрастности зональности

Таблица 7

Отношение продуктивностей ореолов элементов-индикаторов

Горизонт опробования, м	Pb	Zn	Ag	Cu	Sn	Bi	W	Be
	As	As	As	As	As	As	As	As
400	00,7	0,8	0,03	0,18	0,08	0,005	0,005	0,003
390	0,01	0,5	0,006	0,05	0,05	0,003	0,01	0,0025
Коэффициент контрастности вертикальной зональности	7	1,6	5	3,6	1,6	1,5	1,2	1,12

Более контрастная вертикальная зональность (по сравнению с моноэлементными ореолами) выявляется в строении частных мультипликативных ореолов группы элементов, выбранных на основе приведенного выше ряда зональности. Так, отношение линейных продуктивностей мультипликативных ореолов $\frac{Pb \times Cu \times Ag}{Sn \times W \times As}$ уменьшается на изученном небольшом отрезке по вертикали более, чем в 50 раз.

Таким образом, как показали геохимические исследования, проведенные на месторождении Киргилях, вокруг рудных тел с высокотемпературной оловянной минерализацией образуются ореолы практически тех же элементов, что и на месторождениях сульфидно-касситеритового типа. Однако размеры и контрастность ореолов вольфрама, мышьяка, меди и бериллия на месторождениях сульфидно-касситеритовой формации резко уступают ореолам олова, свинца, цинка и серебра.

В отличие от этого, на месторождениях кварцево-касситеритовой формации на первое место выходят олово, мышьяк, и вольфрам.

Месторождение Депутатское. Рудное поле Депутатского месторождения (Якутская АССР) сложено осадочными породами верхней юры (верхнеоксфордский и киммериджский ярусы), представленными монотонной толщей песчаников и сланцев.

Изверженные породы представлены Депутатской интрузией порфиroidных гранитов и серией даек кислого, среднего и основного состава. Порфиroidные граниты вскрыты одной структурной скважиной на глубине 377 м.

В экзоконтактовой зоне Депутатского интрузивного купола песчаники и сланцы осадочной толщи испытали сильный метаморфизм. Выделяются три зоны контактового изменения пород:

1) зона интенсивного контактового метаморфизма занимает центральную часть месторождения и характеризуется интенсивным окварцеванием, турмалинизацией, биотитизацией и серицитизацией песчаников и сланцев с преобразованием их в роговики и грейзены;

2) зона контактового метаморфизма средней интенсивности широким кольцом охватывает первую и наиболее широко распространена на западном фланге месторождения; для нее характерны процессы окварцевания, серицитизации и хлоритизации пород;

3) зона слабого контактового метаморфизма, прослеживающаяся на периферии месторождения.

Месторождение приурочено к северному крылу крупной синклинальной структуры (Депутатской синклинали), в пределах которой наблюдается пологое (5—20°) падение пластов на юг. Важным элементом складчатой структуры в пределах месторождения является закономерное изменение прости-

рання осадочной толщи северо-восточного в восточной части на северо-западное в западной части месторождения.

Широким развитием пользуются дизъюнктивные нарушения, среди которых различают крупные региональные зоны и пояса разломов, а также мелкие, локальные разломы. Разломы второй группы контролируют размещение даек и рудных тел.

Рудные тела месторождения локализуются в крутопадающих трещинных зонах и сопровождаются многочисленными апофизами. По морфологическим особенностям среди рудных тел Депутатского месторождения выделяются: жилы выполнения, минерализованные зоны дробления, штокверкоподобные линейновытянутые тела.

Отмечается четко выраженная приуроченность жил выполнения и штокверкоподобных тел к Центральному и Восточному участкам, а минерализованных зон дробления — к Западному участку месторождения.

Встречающиеся на месторождении минералы перечислены в табл. 8.

Таблица 8

Минеральный состав руд Депутатского месторождения

Степень распространения	Минералы, спорадически встречающиеся в отдельных рудных телах	Типичные минералы, встречающиеся повсеместно
Главные	Кварц, пирротин	Турмалин*, хлорит
Второстепенные	Касситерит, халькопирит, сфалерит, пирит, манганосидерит, анкерит	Марказит, флюорит, кальцит
Редкие	Арсенопирит, мусковит, серицит, гипс, галенит	Аксинит, топаз, рутил, вольфрамит, альбит, магнетит
Очень редкие	Циркон, станнин	Прустит, антимонит, пираргирит, блеклые руды, висмут, висмутин

* Выделены минералы, характерные для околосильных пород.

На месторождении установлено шесть стадий минерализации: кварцево-турмалиновая, турмалин-касситерит-кварцевая, касситерит-флюорит-кварцевая и касситерит-хлорит-кварцевая, сульфидная, сульфидно-карбонатная, кальцит-гипсовая.

По характеру минеральных ассоциаций выделяются следующие основные типы руд: 1) кварцево-турмалиновая с флюоритом и касситеритом; 2) кварцево-сульфидная (существенно пирротиновая) с касситеритом, турмалином, флюоритом; 3) кварцево-карбонатная; 4) кварцево-кальцитовая.

Кварцево-сульфидные рудные тела являются доминирующими на месторождении и обуславливают принадлежность его к касситеритово-сульфидной формации.

Кварцево-турмалиновые рудные тела наблюдаются только в центральной части рудного поля и сложены плотным тонкозернистым агрегатом турмалина и кварца. Вместе с основными минералами эти тела содержат касситерит, флюорит, а также акцессорные количества арсенопирита, халькопирита, пирита, вольфрамита, берилла, висмутина.

Кварцево-карбонатные жилы с галенитом и сфалеритом развиты преимущественно на периферийных участках месторождения. Эта минеральная ассоциация существенного значения не имеет.

Околорудные изменения пород весьма сложны и разнообразны. Они выражаются в турмалинизации, хлоритизации, окварцевании, сульфидизации, серицитизации и карбонатизации осадочных пород и скаполитизации, альбитизации и реже — эпидотизации дайковых образований. Наиболее интенсивными являются процессы окварцевания, турмалинизации и хлоритизации пород.

Первичные ореолы на месторождении Депутатском изучались по серии разрезов. Ниже приводится описание закономерностей распределения элементов в околорудном пространстве по разрезу XII. Выработки разреза вскрывают рудные тела на четырех горизонтах (810, 770, 550 и 430), благодаря чему представляется возможным проследить ореолы на значительном отрезке по вертикали (около 400 м).

Как показали проведенные исследования, рудные тела по всем изученным разрезам сопровождаются ореолами олова, свинца, цинка, серебра, меди, бора, мышьяка, кобальта.

Ореол олова значительный по размерам: ширина его на всех изученных сечениях в 100 раз и более превышает мощность рудных тел. Поля максимальных содержаний олова вытянуты вдоль рудного тела. Распределение элемента во вмещающих породах по вертикали достаточно однородное, параметры ореола по изученным сечениям практически не меняются.

Ореол меди значительный по размерам (выработки не

выходят за его пределы), но слабоконтрастный. Поля высоких содержаний приурочены к рудным телам и вытянуты вдоль них. Распределение меди в вертикальном разрезе ореола сравнительно равномерное, наблюдается лишь незначительное обеднение нижних изученных сечений ореола.

По исследуемому разрезу оконтурен значительный по размерам и контрастности ореол с е р е б р а. Вертикальная протяженность его не установлена, отмечается лишь некоторое сужение ореола и снижение содержаний элемента к нижним сечениям (появляются поля с фоновым содержанием элемента, даже в непосредственной близости к рудному телу).

Ореол ц и н к а широкий и достаточно контрастный на верхних горизонтах, с глубиной становится менее контрастным.

В отличие от олова и меди, с в и н е ц образует отчетливый ореол практически только на уровне верхних сечений исследованного разреза. Ниже горизонта + 770 м наблюдается выклинивание ореола свинца, несмотря на продолжение промышленного оруденения на глубину.

По изученным разрезам во вмещающих породах выявлен узкий, слабоконтрастный ореол к о б а л ь т а, который характеризуется прерывистостью строения (чередованием полей аномальных содержаний элемента с фоновыми участками). Концентрация кобальта в ореоле с глубиной практически не меняется.

Изучение поведения химических элементов в околорудном пространстве по исследованным разрезам показывает, что зональность в строении первичных ореолов проявляется достаточно наглядно, несмотря на то, что на месторождении удалось изучить только ореолы, развитые на уровне промышленного оруденения (отсутствуют надрудные и подрудные среды).

Для количественной оценки вертикальной зональности и установления ряда зональности элементов были рассчитаны величины показателя зональности элементов по всем изученным сечениям ореолов (табл. 9).

Ряд зональности элементов, составленный по величинам показателя зональности, следующий: (серебро, медь, цинк) — свинец — (олово, молибден) — кобальт.

В табл. 10 приведены значения отношений продуктивности частных мультипликативных ореолов. При построении мультипликативных ореолов выбор групп верхнерудных и нижнерудных элементов производился на основе приведенного выше ряда зональности элементов-индикаторов. При этом

Таблица 9

Величины показателя зональности элементов

Химические элементы	Показатели зональности по горизонтали			
	I	II	III	IV
Олово	0,039	0,012	0,072	0,088
Свинец	0,138	0,321	0,153	0,150
Серебро	0,038	0,035	0,016	0,020
Медь	0,093	0,042	0,056	0,049
Цинк	0,473	0,270	0,397	0,275
Молибден	0,133	0,233	0,223	0,173
Кобальт	0,119	0,033	0,079	0,262

исключена медь, поскольку этот элемент, как отмечалось выше при описании ореолов, образует слабоконтрастные ореолы.

Таблица 10

Величины отношения линейных продуктивностей мультипликативных ореолов

Горизонты опробования, м	$\frac{Pb \cdot Zn \cdot Ag}{Sn \cdot Mo \cdot Co}$
810	17,6
770	6,2
550	1,5
430	2,5
Коэффициент контрастности вертикальной зональности	7

Как видно из этой таблицы, в строении мультипликативных ореолов проявлена отчетливая вертикальная зональность. Эта зональность, однако, является относительно слабоконтрастной (коэффициент контрастности 7). Причина здесь, по всей вероятности, в том, что исследованы ореолы только на уровнях рудных тел (промышленное оруденение продолжается на глубину), расположенных кулисно не только в плане, но и в разрезе, вследствие чего происходит совмещение в пространстве ореолов сближенных рудных тел и «гашение» контрастной зональности.

Зональность первичных геохимических ореолов

В строении первичных ореолов всех изученных нами оловорудных месторождений установлена вертикальная зональность, которая выражается, в общем виде, в развитии наиболее интенсивных ореолов свинца, цинка, серебра в надрудных (верхнерудных) сечениях околорудного пространства, а молибдена, вольфрама, кобальта — в подрудных (нижнерудных) срезах ореола.

Для сравнения особенностей зонального строения ореолов, различных по составу и условиям формирования месторождений, по всем изученным месторождениям были составлены ряды зональности элементов-индикаторов на основе расчета показателей зональности, а также изменений парных индикаторных отношений (продуктивностей, средних содержаний). Полученные при этом ряды зональности приведены в табл. 11.

Таблица 11

Ряды зональности элементов-индикаторов

Месторождения	Ряды зональности
<i>Сульфидно-касситеритовые</i>	
Эге-Хая	Ag—Zn—Cu—Pb—As—Sn—Co—Mo—W
Улахан-Эгелях, разрез XIII	Zn—Pb—Ag—Cu—Sn—Mo—Co*
Депутатское	Ag—Zn—Pb—Sn—Bi—Cu—Mo—Co
Дьяхтардах	(Pb,Zn)—B—Bi—Ag—(Cu,Sn)—Co—Mo
Верхнее	(Ag, Pb, Zn), Cu—Bi—Sn—Mo—W
Валькумей	(Ag, Pb, Zn)—Cu—Bi—Sn—Mo—W
<i>Кварцево-касситеритовые</i>	
Киргилях	Pb—Ag—Cu—Zn—Sn—B—W—Be—As
Комсомольское	(Pb, Zn)—Sb—Ag—Cu—Sn—W—As*

*Мышьяк, вольфрам и висмут не изучены

Приведенные в таблице данные выявляют сходство в рядах зональности ореолов изученных месторождений и позволяют составить следующий обобщенный ряд зональности эле-

ментов-индикаторов для оловорудных месторождений касситерит-сульфидной формации: (Pb, Zn, Ag)—(Cu, Sn)—(Co, Mo, W) (в приведенном ряду слева направо происходит смена надрудных элементов подрудными. В скобках заключены элементы, взаимоотношение которых в ряду зональности надежно не установлено из-за перемещений в рядах отдельных элементов-индикаторов.

Для месторождений кварцево-касситеритовой формации ряд зональности элементов-индикаторов имеет следующий вид: (Pb—Ag—Zn)—Cu—Zn.

Следует иметь в виду, что этот ряд выведен на примере изучения ограниченного числа месторождений и в последующем требует уточнений.

Установленные некоторые перемещения отдельных элементов в рядах зональности обуславливают определенные, порой существенные, флюктуации парных индикаторных отношений, в связи с чем в практическом отношении более надежно использование параметров мультипликативных ореолов.

Это положение можно иллюстрировать на примере месторождения Валькумей. На рисунке приведены частные мультипликативные ореолы по одному из разрезов этого месторождения. Как видно, мультипликативные ореолы двух групп элементов представляют собой как бы зеркальное отражение друг друга, обуславливая тем самым контрастную вертикальную зональность в строении ореолов.

Использование мультипликативных ореолов позволяет не только выявлять контрастную вертикальную зональность в их строении, но и получать близкие (по абсолютным значениям) величины индикаторного отношения для одних и тех же уровней ореолов.

В табл. 12 приведены значения отношений продуктивностей частных мультипликативных ореолов ряда оловорудных месторождений.

Как видно из этой таблицы, величины отношений продуктивностей частных мультипликативных ореолов, рассчитанные для одинаковых (относительно рудного тела) сечений ореолов, близки между собой, обладая при этом значительным градиентом по вертикали.

Для графической иллюстрации выявленной закономерности были построены совмещенные графики изменения по вертикали отношений продуктивностей частных мультипликативных ореолов (Pb×Zn×Ag; Sn×Mo×Co) ряда исследованных месторождений (см. фигуру). Была использована информация

по основным рудным телам месторождений, наиболее полно освещенным разведочными выработками.

Для исключения возможного влияния различий в уровне

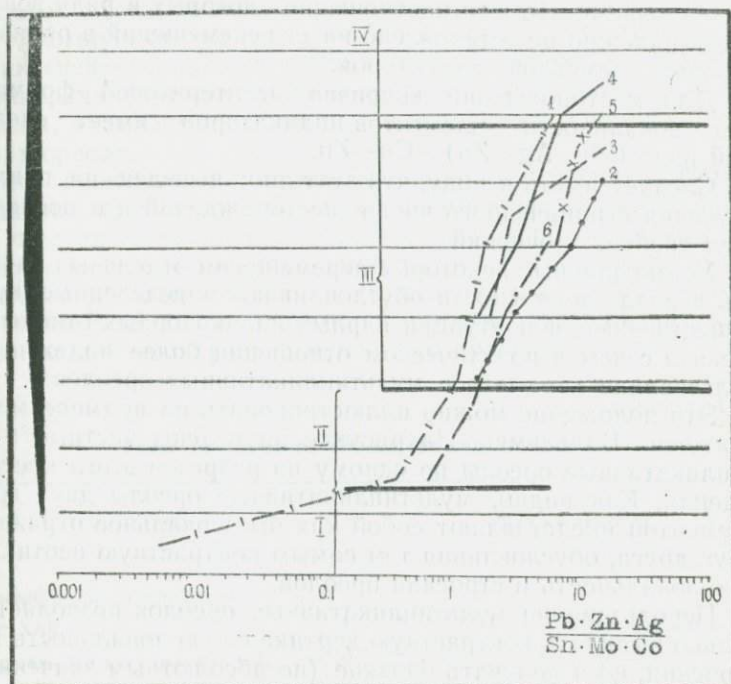


График изменения индикаторных отношений (совмещение по средней части рудных тел).

Месторождения: 1 — Улахан-Эгелях, разрез XIII; 2 — Эге-Хая; 3 — Депутатское, разрез IX; 4 — Депутатское, разрез XII; 5 — Улахан-Эгелях, разрез XII; 6 — Улахан-Эгелях, разрез XXI

эрозионного среза исследованных разрезов было произведено совмещение рудных тел по средней их части, за которую принимался горизонт максимальной продуктивности ореола олова.

Как видно из фигуры, в подрудных сечениях величины отношений мультипликативных ореолов не превышают 0,01, в то время как на уровне развития оруденения они во всех случаях больше единицы, составляя обычно величину, равную первым десяткам.

Из-за отсутствия разрезов надрудные ореолы нами не изучены, в связи с чем вероятные величины указанных индикаторных отношений определялись путем экстраполяции. Для верхнерудных ореолов эта величина будет больше 100, а для надрудных — больше 1000 и, вероятно, более 10 000.

Таблица 12

Величины индикаторных отношений на различных сечениях ореолов

Месторождения	Срез ореола	Свинец×цинк×серебро			
		Олово	Молибден	Кобальт	
Эге-Хая	Среднерудный	8—2			
	Нижнерудный	0,9			
	Подрудный	0,006			
Элахан-Эгелях (разрезы XIII, XII, XXI)	Рудный	15—1,5			
	Нижнерудный	0,6			
Дьяртардах	То же	0,9—0,4			
Депутатское (разрезы XII, XI, XIX, VIII, IX)	Среднерудный	20—1,5			
	Нижнерудный-подрудный	0,3			

Таким образом, по величине индикаторного отношения можно уверенно выделить следующие уровни первичных ореолов:

надрудный (по экстраполяции)	1000
верхнерудный (по экстраполяции)	1000—100
среднерудный	1—100
нижнерудный	0,01—1
подрудный	0,01

Наибольший разброс значений индикаторных отношений наблюдается в ореолах, развитых на уровне средних частей рудных тел.

Приведенные в таблице данные показывают, что в строении мультипликативных ореолов различных месторождений выявляется зональность, единая не только качественно, но и количественно, когда адекватные сечения рудоносных зон различных месторождений одной рудной формации характеризуются близкими значениями индикаторных отношений, количественно отражающих геохимическую зональность в строении рудоносных зон, и окаймляющих их первичных ореолов.

Большое практическое значение описанной выше количественно единой зональности первичных ореолов заключается в том, что она резко расширяет диапазон практического использования зональности в качестве критерия оценки уровня геохимических аномалий, выявленных не только в пределах известных месторождений и рудных полей, но и далеко за их пределами, на новых площадях, где «эталонные» объекты не известны. Другими словами, существование количественно единой зональности в строении первичных ореолов исследованных оловорудных месторождений предоставляет возможность экстраполяции критериев, выявленных в результате изучения известных (эталонных) месторождений, далеко за пределами рудных полей, районов и даже провинций. Правомочность этого иллюстрируется приведенными выше совмещенными графиками изменения по вертикали величин индикаторных отношений, построенными для столь разных по геологическому строению оловорудных месторождений.

Выше нами были рассмотрены вопросы зональности первичных геохимических ореолов. Исследования показывают, что при условии применения единых методов обработки результатов геохимического опробования аналогичная первичным ореолам геохимическая зональность выявляется также и в самих рудных телах и рудоносных зонах. Такие результаты, в частности, были получены на ряде полиметаллических месторождений. С. В. Григорьяном. Аналогичные данные получены также на оловорудных месторождениях.

В табл. 13 приведены величины отношений линейных продуктивностей частных мультипликативных ореолов (месторождение Депутатское), рассчитанные в ореоле ограниченной ширины, непосредственно окаймляющей рудное тело, с данными по всему сечению ореола. Для этого были рассчитаны продуктивности мультипликативных ореолов в узкой полосе (30 м), непосредственно примыкающей к рудному телу, а также отношения продуктивностей ореолов надрудных и подрудных элементов.

В таблице для сравнения помещены также индикаторные отношения, рассчитанные по всему сечению ореола. Отсюда следует, что характер изменения по вертикали, а также абсолютные значения отношений продуктивностей ореолов как для узкой полосы «рудной зоны», так и для всего сечения ореола весьма близки на всех изученных горизонтах.

Установленная особенность имеет, на наш взгляд, большое практическое значение, поскольку намечает возможность

оценки глубины вскрытия рудного тела и ореола на тех участках и рудопроявлениях, перекрытых рыхлыми отложениями, где единственно доступными для опробования коренных пород

Таблица 13

Величины индикаторных отношений

$\frac{\text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Ag}}{\text{Sn} \cdot \text{Mo} \cdot \text{Co}}$

Изученные горизонты, м	Рудная зона	Первичные ореолы
810	13	17,5
770	7,4	6,2
550	3,7	1,5
430	1,9	2,5
Коэффициент контрастности вертикальной зональности	7	7

Таблица 14

Величины индикаторных отношений

$\frac{\text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Ag}}{\text{Cu} \cdot \text{Bi} \cdot \text{Co}}$

Горизонт опробования, м	Рудное тело ¹	Первичные ореолы ¹
810	21	12,7
770	18	17
500	1,7	1,3
430	2,0	1,2
Коэффициент контрастности вертикальной зональности	10,5	10,0

¹ По рудному телу использовались средние содержания, по первичным ореолам — продуктивности.

выработками служат разведочные и поисковые канавы, а также в тех случаях, когда горные выработки не выходят за пределы рудной зоны и не позволяют тем самым опробовать вмещающие породы для изучения первичных ореолов на всю их ширину.

Известно, что при разведке месторождений вскрытие рудоносных зон производится иногда только рудными штреками, опробование которых не позволяет оконтурить первичные ореолы и установить их параметры. В этих случаях с помощью геохимического опробования могут быть установлены особенности распределения химических элементов только в пределах рудных тел. С целью выяснения возможности использования результатов опробования рудных тел для выявления зональности в их строении и оценки на этой основе уровня вскрытия оруденения, проводилось сравнительное изучение зональности рудных тел и окаймляющих их ореолов.

Установлено, что по величине мультипликативного показателя в строении рудных тел выявляется зональность, аналогичная зональности ореолов (табл. 14).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РУДНЫХ ТЕЛ

Первичные ореолы рудных тел в последние годы все шире используются при поисках глубокозалегающих месторождений (Научные основы геохимических методов поисков..., 1970; Григорян, 1971). Решение этой задачи опирается главным образом на зональное строение рудных тел и их первичных ореолов. При этом в подавляющем большинстве случаев для отдельных руд и их ореолов характерна так называемая зональность отложения, проявляющаяся в последовательной смене максимальных содержаний (продуктивностей) различных элементов в направлении движения гидротермальных растворов. При крутом падении рудных тел обычно наблюдается следующий ряд зональности (снизу вверх): $Be-Sn_1-U-Mo-W-As_1-Bi-Cu_1-Zn-Pb-Sn_2-Au-Ag-Ba-As_2-Cu_2-Sb-Hg$.

Появление в ряду зональности некоторых элементов дважды объясняется различными минеральными формами нахождения этих элементов в рудах и ореолах: касситерит и станин — для олова; арсенопирит и сульфoантимониты — для мышьяка; халькопирит и блеклые руды — для меди.

Естественно, что в силу тех или иных особенностей процесса формирования месторождений в каждом конкретном случае будут наблюдаться лишь отдельные фрагменты обобщенного ряда зональности, возможно даже с некоторым нарушением положения отдельных элементов в ряду зональности. Однако эти нарушения, как правило, связаны с появлением иных минеральных форм нахождения элементов в рудах и ореолах, а не с пульсационным характером процесса рудообразования. Отдельные пульсации или стадии процесса, достаточно четко проявляющиеся во взаимном пересечении прожил-

ков различного состава, как правило, не нарушают приведенного выше единого ряда зональности, что свидетельствует о том, что смена стадий минерализации является результатом скорее пространственной, чем временной дифференциации рудообразующего раствора, поступающего непрерывно (Григорян, 1971). Иначе говоря, несмотря на многостадийность процесса рудообразования мы наблюдаем, как правило, формирование зональности отложения (Билибин, 1951), а не пульсационной зональности (Смирнов, 1937) или зональности тектонического раскрытия (Смирнов, 1957).

Типичные полиформационные ореолы с резко нарушенным рядом зональности вследствие совмещения в пространстве проявлений различных по составу рудных формаций встречаются, по-видимому, сравнительно редко.

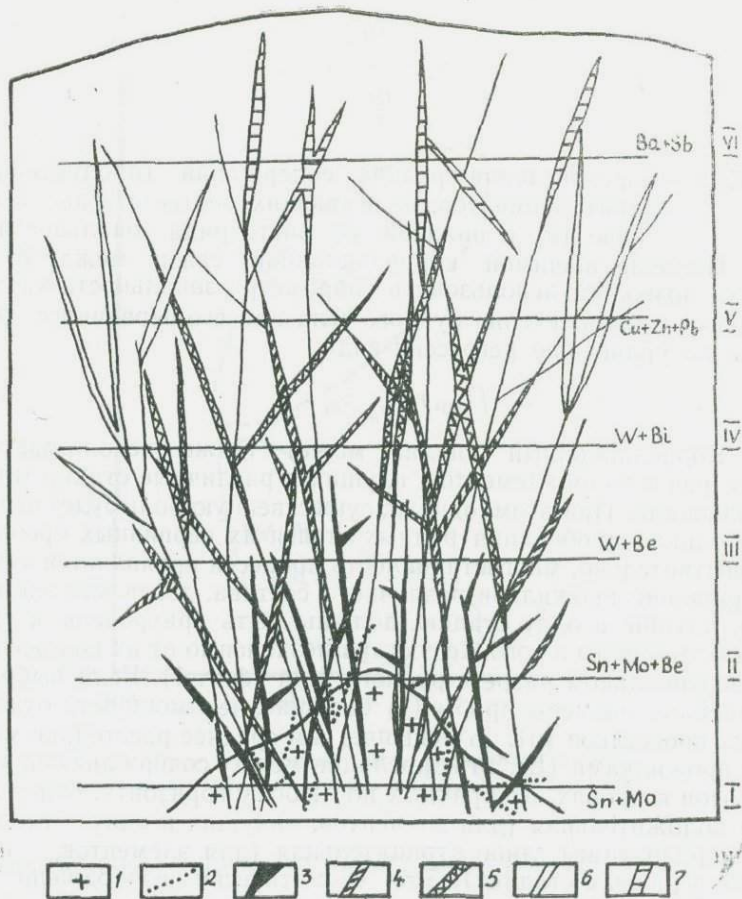
Схема зонального строения редкометального штокверка в приконтактной зоне апикальной части интрузии, приведенная на фиг. 1, наглядно иллюстрирует характер распределения элементов как в горизонтальном сечении штокверка, так и в вертикальной плоскости. Судя по составу прожилков, преобладающих на различных горизонтах, в общем единый процесс рудообразования может быть в данном случае подразделен на шесть стадий, каждой из которых отвечают прожилки определенного состава, максимальное развитие которых характерно для соответствующих горизонтов штокверка. В целом для штокверка наблюдается зональность отложения, которая может быть надежно установлена по изменению отношения средних содержаний (продуктивностей) элементов с глубиной.

Учитывая близкий к логарифмически-нормальному характер распределения содержаний (продуктивностей) элементов в рудном теле и ореоле, обычно надежная линейная корреляция наблюдается между логарифмом показателя зональности ($\lg v$) и уровнем сечения (Z),

$$\text{где } v = \frac{\bar{C}_k}{\bar{C}_i}, \quad (1)$$

$\bar{C}_{k, i}$ — средние содержания (продуктивности) элементов, занимающих соответственно более высокое (k) и более низкое (i) положение в ряду зональности.

Если начало координат поместить в центре рудного тела, то при таком правиле расчета v между $\lg v$ и Z будет наблюдаться прямая корреляционная связь ($+r$).



Фиг. 1. Схема зонального строения редкометального штокверка над выступом интрузии, по Щерба, 1968

1 — граниты; 2 — кварц-молибденовые прожилки метасоматические; 3 — рудные кварц-калийшпатовые прожилки выполнения; 4 — кварц-молибденовые прожилки друзовидные; 5 — кварц-вольфрамитовые прожилки друзовые; 6 — кварц-сульфидные прожилки; 7 — послерудные кварцевые прожилки; шестоватые (1 рода) и друзовые, карбонатные, цеолитовые. Мощности прожилков увеличены

Следует отметить, что значимость коэффициента корреляции увеличивается, если в качестве показателя зональности использовать выражение вида

$$v_n = \frac{\prod_1^n \bar{C}_k}{\prod_1^n C_i}, \quad (2)$$

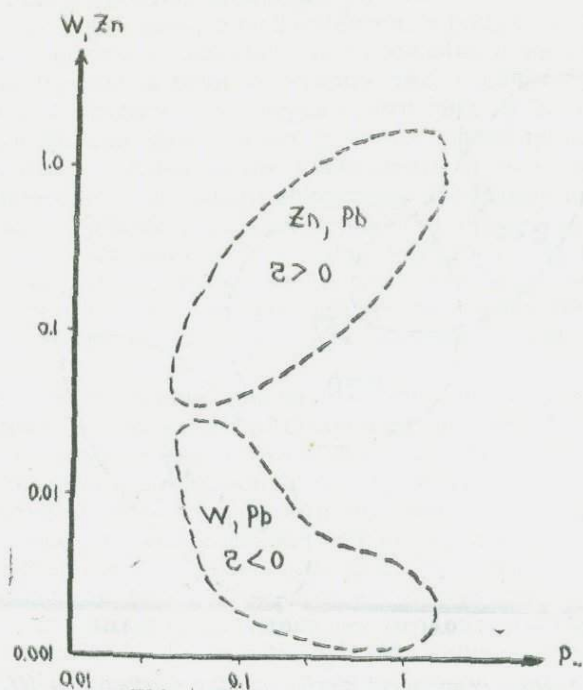
$\prod_1^n \bar{C}_{k, i}$ — произведения средних содержаний (продуктивностей) элементов, занимающих соответственно верхнюю (k) и нижнюю (i) часть ряда зональности.

Наличие значимой корреляционной связи между Z и $\lg v_n$ позволяет использовать параметр зональности v_n для оценки уровня сечения рудного тела или его первичного ореола по уравнению регрессии вида

$$Z = f(v_n, r_z, v_n, \sigma_z, \sigma_{v_n}). \quad (3)$$

Корреляционный анализ может также использоваться для разделения элементов, идущих в различные стадии минерализации. При этом, однако, существенную роль будет играть методика опробования рудных тел и их первичных ореолов. Действительно, многостадийность процесса проявляется в формировании прожилков различного состава, тогда как элементы, идущие в одну стадию, должны быть приурочены к прожилкам одного и того же состава независимо от их положения в вертикальном разрезе рудного тела (фиг. 1). Если выбрать линейные размеры пробы (l) большие, чем мощности отдельных прожилков (h), но меньшие, чем среднее расстояние между прожилками (L), то корреляция между содержаниями элементов в пробах, отобранных по любому горизонту, будет либо положительная (для элементов, идущих в одну стадию минерализации), либо отрицательная (для элементов, идущих в разных стадиях). Это схематически изображено на фиг. 2. При иной методике отбора проб корреляционные связи между элементами могут быть совершенно иными. Так, если объем проб уменьшить до размера отдельных минеральных включений (d), то даже для элементов, относящихся к одной стадии минерализации, но для которых характерны собственные минеральные формы (например свинец, цинк) будет характерна отрицательная корреляционная связь. Положительная связь при такой методике опробования сохранится лишь для элементов, присутствующих в руде главным образом в одном и том же минерале (например цинк и кадмий).

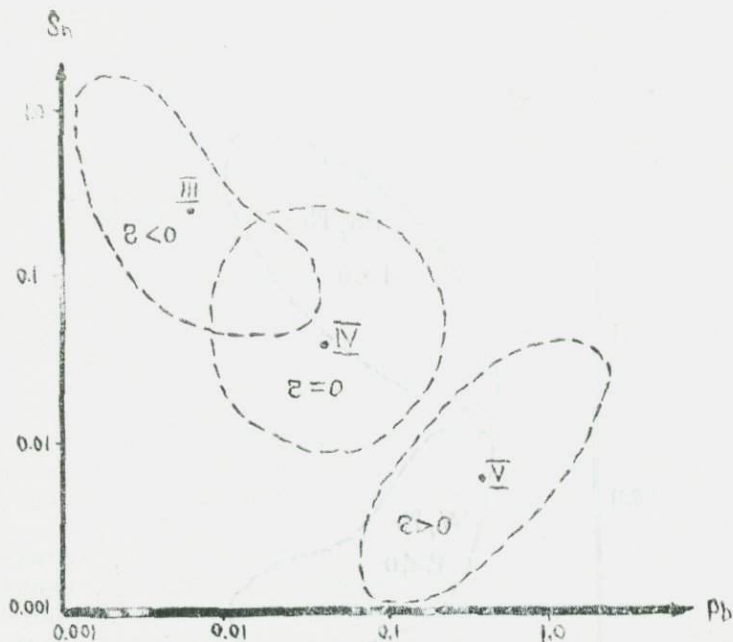
С другой стороны, если объем проб резко увеличить ($l \gg L$).



Фиг. 2. Поле корреляции между элементами, относящимся к одной (Zn—Pb) или разным (W—Pb) стадиям минерализации

и отобрать пробы в пределах одного горизонта, где не сказывается еще влияние зонального распределения элементов, то при определенных условиях даже для элементов, относящихся к разным стадиям минерализации, можно получить положительную корреляционную связь между ними. Если же пробы большого объема отобрать с различных горизонтов рудного тела, то для элементов, далеко отстоящих друг от друга в ряду зональности, можно получить отрицательную корреляционную связь, что хорошо видно на фиг. 3, где точки III, IV и V нанесены по значениям средних содержаний олова и свинца на соответствующих горизонтах штокверка (см. фиг. 1).

На этом же рисунке нанесены поля корреляции между свинцом и оловом для соответствующих горизонтов при «нормальной» методике опробования ($L > l > h > d$). Такая картина,



Фиг. 3. Поле корреляции между свинцом и оловом по III, IV и V горизонтам редкометального штоковерка

как показывает опыт работ (Григорян, 1968), наблюдается довольно часто: для некоторых элементов положительные корреляционные связи сменяются на глубоких горизонтах отрицательными. Это может быть, по-видимому, в том случае, когда на верхних горизонтах рассматриваемая пара элементов относится к одной стадии минерализации, а на нижних — к разным стадиям. Так, в рассматриваемом примере олово на горизонте III связано с касситеритом, образовавшимся в начальные стадии процесса грейзенизации, олово на горизонте V связано со станнином, образовавшимся вместе с галенитом и кварц-сульфидную стадию.

Таким образом, корреляционный анализ может успешно использоваться при разделении элементов по стадиям минерализации, причем существенную роль при этом играет методика опробования. Стадийность процесса рудообразования должна учитываться при оценке зональности рудных тел и их

первичных ореолов. Наиболее устойчивая зональность характерна, по видимому, для элементов, идущих в одну стадию минерализации — зональность отложения в чистом виде. Элементы, идущие в разные стадии, могут давать нарушенный, против обобщенного универсального, ряд зональности, характерный только для данных условий формирования месторождений — осложненная зональность отложения. В пределе, при переходе к полиформационному характеру процесса формирования рудных тел и их первичных ореолов, зональность отложений сменяется пульсационной зональностью, которая представляет собой наложение двух или более рядов зональности отложения со смещением их друг относительно друга, вплоть до формирования так называемой обратной зональности.

Особое внимание при оценке зональности следует также обращать на элементы, образующие различные минеральные формы, характерные, как правило, для различных стадий минерализации и занимающие в силу этого в обобщенном универсальном ряду зональности отложения два места. Выделение таких элементов также можно проводить с помощью корреляционного анализа (см. фиг. 3), причем наблюдаемое при этом, как правило, уменьшение коэффициента корреляции с глубиной (вплоть до появления отрицательных значений) r , по мнению С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского (1968), может быть использовано для оценки уровня эрозионного среза. Следует отметить, что генетический смысл выявленной чисто эмпирически закономерности изменения с глубиной характера и силы связи между содержаниями ряда элементов указанными авторами не был установлен. По их мнению, «...исследования корреляционных связей следует продолжать с целью проверки универсальности описанной закономерности, а также для выявления новых пар элементов, отличающихся высокой контрастностью изменения по вертикали силы и характера корреляционных связей и являющихся тем самым наиболее надежными индикаторами среза ореолов» (стр. 111). Нам представляется, что наиболее надежно уровень среза рудного тела может быть определен путем использования зависимости вида (III), которая должна рассматриваться с учетом стадийности процесса рудоотложения, минералогической зональности и явлений телескопирования, более отчетливо проявляющихся на нижних горизонтах. Действительно, при затухании гидротермального процесса на нижних горизонтах минерализованных зон неизбежно должны формироваться прожилки, по составу соответствующие низкотемпературным, заключи-

тельными стадиям, тогда как для верхних горизонтов прожилки такого состава будут формироваться в течение всего достаточно длительного периода устойчивого равновесия всей рудообразующей системы. В значительной мере явлением телескопирования можно, по-видимому, объяснить большую «многостадийность» процесса рудообразования, наблюдаемую на нижних горизонтах по сравнению с верхними (см. фиг. 1). Раз это так, то даже для тех элементов, для которых не меняется минеральная форма нахождения их на верхних и нижних горизонтах, можно ожидать изменения корреляционных связей между ними в связи со все более резко проявляющейся дифференциацией элементов между прожилками различного состава на фоне в общем-то плавного изменения средних содержаний элементов с глубиной. Отсюда понятно, почему для надрудных ореолов практически между всеми элементами наблюдается положительная корреляционная связь, сохраняющаяся в подрудных ореолах только для элементов, относящихся к одной стадии минерализации. В качестве примеров можно рассмотреть данные, приведенные в книге С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского (1968) по свинцово-цинковому и шеелитовому месторождению в скарнах (см. табл.).

Величины коэффициента порядковой корреляции между содержаниями элементов-генераторов

Месторождение	Уровень сечения	Pb-Ag	Zn-Cd	Pb-As	Pb-Zn	Pb-Cu	Pb-Mo	Mo-Cu
Свинцово-цинковое в скарнах	Надрудный	0,8	0,65	0,65	0,8	0,73	—	—
	Рудный	0,46	0,91	0,22	0,36	0,22	—	—
	Подрудный	0,50	0,86	-0,1	-0,13	0,24	—	—
Скарново-шеелитовое	Надрудный	—	—	—	0,9	0,88	0,55	0,64
	Рудный	—	—	—	0,69	0,68	0,5	0,1
	Подрудный	—	—	—	—	0,3	0,1	0,5

Судя по таблице, все рассмотренные элементы можно разделить на три группы. К первой группе относятся элементы, практически одинаково тесно связанные друг с другом на всех уровнях (Pb—Ag и Zn—Cd) в связи с изоморфным входением элемента-примеси в минерал элемента-хозяина. Ко второй группе относятся элементы, для которых характерно уменьшение r с глубиной вплоть до появления отрицатель-

ной связи. Таких элементов оказалось большинство, что, по-видимому, может свидетельствовать о существенной роли явлений телескопирования в месторождениях скарнового типа. Интересно отметить, что даже для таких элементов, как свинец и цинк, стоящих рядом в ряду зональности, в подрудных сечениях наблюдается обратная корреляция, что позволяет говорить о проявлении здесь минимум двух самостоятельных стадий минерализации — более высокотемпературной арсенопирит-сфалеритовой и наложенной на нее галенитовой стадии. К третьей группе элементов относятся медь и молибден, для которых характерна минимальная корреляционная связь в рудном сечении, повышающаяся в над- и подрудном сечениях. По-видимому, это обусловлено тем, что в надрудном сечении оба эти элемента выделяются в одну стадию минерализации, с которой связано формирование кварц-сульфидных прожилков с молибденитом и халькопиритом. Можно предполагать, что аналогичная картина могла бы наблюдаться для цинка и мышьяка в свинцово-цинковом месторождении в скарнах при условии, если они в подрудном сечении кристаллизовались в одну стадию.

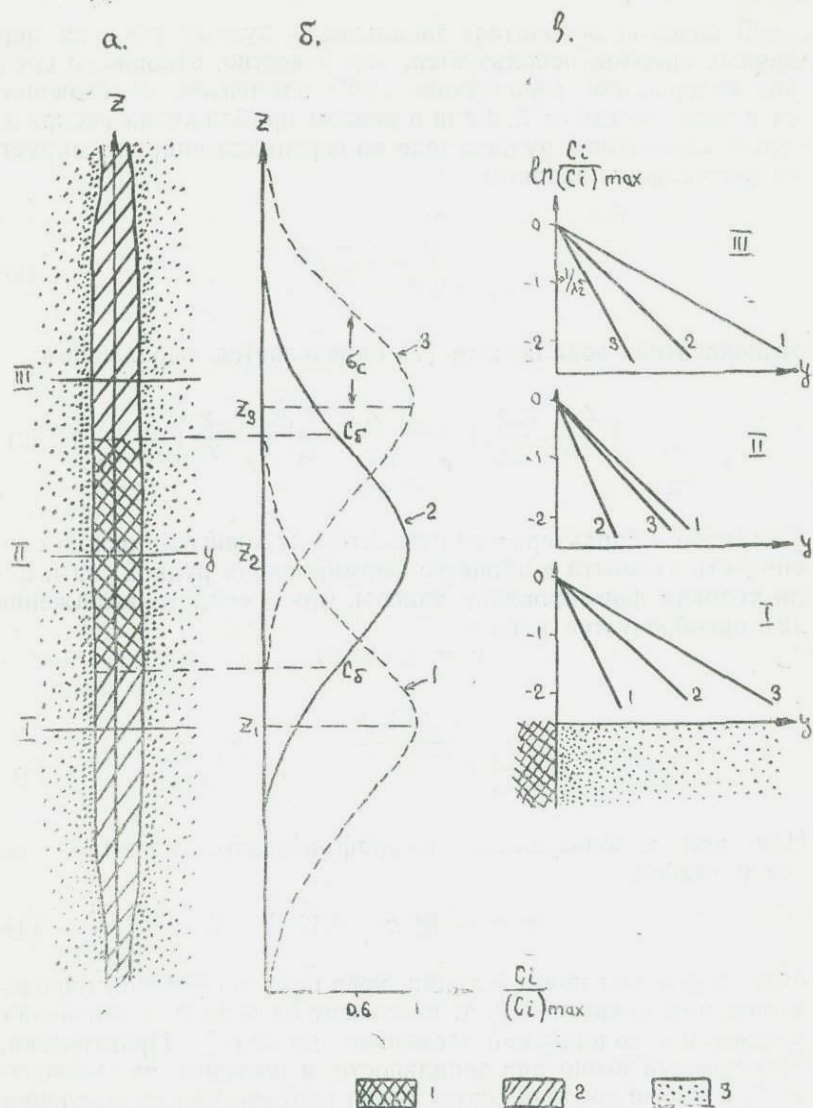
ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, в 2.
- Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практическое использование. Автореферат докторской диссертации, 1971.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.
- Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Сб. докладов. Изд. Ин-та геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1970.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1937, вып. 6.
- Шерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ МЕЖДУ ОСЕВОЙ И «ПОПЕРЕЧНОЙ» ЗОНАЛЬНОСТЬЮ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

В самом первом приближении модель гидротермального рудного тела жильной формы может быть представлена в следующем виде (фиг. 1). Вдоль вертикальной оси (Z) распределение каждого из элементов аппроксимируется законом, близким к нормальному, причем максимальные содержания различных элементов смещены друг относительно друга на некоторое расстояние. Смещение максимумов содержаний и приводит к появлению вертикальной зональности рудных тел, более или менее однотипной для всех гидротермальных месторождений. Обобщенный единый ряд вертикальной зональности, по С. В. Григоряну (1971), с нашими дополнениями имеет следующий вид: Th—Nb—Ta—Zr—Be—Ni—Co—V—Sn₁—U—Mo—W—As₁—Bi—Cu₁—Zn—Pb—Sn₂—Au—Ag—Ba—As₂—Cu₂—Sb—Hg—Cs—Li—Rb—F—Ge—Tl—I.

В общем можно сказать, что приуроченность максимальных содержаний данного элемента к определенному горизонту (Z) объясняется наличием на этом горизонте оптимальных условий перехода элемента из гидротермального раствора в твердую фазу или, иначе говоря, минимальной миграционной способностью элемента в жидкой фазе, обусловленной максимальной скоростью образования минералов-концентраторов данного элемента. Геохимический ряд вертикальной зональности является, таким образом, отражением минералогического ряда зональности. Появление в геохимическом ряду одного и того же элемента дважды объясняется различными минеральными формами его нахождения (например олово в касситерите и стannине, мышьяк в арсенопирите и сульфоантимонитах, медь в халькопирите и блеклых рудах).



Фиг. 1. Характер распределения элементов в гидротермальной рудной зоне.
 а — вертикальный разрез рудной зоны. 1 — рудный интервал по элементу $C_z > C_\delta$
 2 — осевой инфильтрационный первичный ореол; 3 — поперечный диффузионный первичный ореол. б — графики относительных содержаний подрудного (1), рудного (2) и надрудного (3) элементов по оси рудной зоны, в — графики логарифмов относительных содержаний элементов в поперечном диффузионном первичном ореоле по подрудному (1), рудному (II) и надрудному (III) сечениям рудной зоны.

В качестве показателя зональности рудных тел и их первичных ореолов используется, как известно, отношение средних содержаний (продуктивностей) элементов, изменяющееся в зависимости от Z . Если в первом приближении распределение элементов в рудном теле по вертикали аппроксимируется нормальным законом

$$C_z = C_0 \cdot e^{-\frac{(Z-Z_0)^2}{2\sigma^2}}, \quad (1)$$

то показатель зональности (v) определяется выражением:

$$v = \frac{C_{01}}{C_{02}} \cdot e^{\left(\frac{Z_{12}^2}{2\sigma_2^2} - \frac{Z_{02}^2}{2\sigma_1^2}\right)} \cdot e^{-Z\left(\frac{Z_{12}}{\sigma_2^2} - \frac{Z_{01}}{\sigma_1^2}\right)} \cdot e^{-\frac{Z^2}{2}\left(\frac{1}{\sigma_1^2} - \frac{1}{\sigma_2^2}\right)}. \quad (2)$$

Параметр σ характеризует относительную миграционную способность элемента в процессе формирования рудной зоны. Если условия формирования таковы, что $\sigma_1 = \sigma_2$, то выражение (2) преобразуется к виду

$$v = a \cdot e^{-b \cdot z},$$

$$\text{где } a = \frac{C_{01}}{C_{02}} \cdot e^{\frac{Z_{12}^2 - Z_{01}^2}{2\sigma^2}} \text{ и } b = \frac{Z_{02} - Z_{01}}{\sigma^2}. \quad (3)$$

Или при использовании логарифмического масштаба по оси v график

$$\lg v = \lg a - 0,43 \cdot b \cdot Z \quad (4)$$

будет иметь вид прямой линии, угол наклона которой определяется параметром $-b$, т. е. зависит от величины смещения максимумов содержаний элементов по оси Z . Практически, приведенный выше ряд зональности и построен по значениям b , которые увеличиваются слева направо при направлении оси Z снизу вверх.

В большинстве случаев, по-видимому, σ для различных элементов в конкретной геологической обстановке достаточно близки, о чем свидетельствует хорошее совпадение практически наблюдаемых зависимостей $\lg v = f(Z)$ с прямыми ли-

ниями. Следует также отметить, что при переходе к использованию показателей зональности более высоких порядков вида

$$v_n = \frac{PC_i}{PC_j}, \quad (5)$$

где PC_{ij} — произведение средних содержаний (линейных продуктивностей) «надрудных» (i) и «подрудных» (j) элементов ($Z_{oi} > Z_{oj}$),

зависимости $\lg v_n = f(Z)$ значительно ближе к линейным, что связано с уменьшением влияния случайных ошибок в оценке содержаний (продуктивностей) при переходе к среднегеометрическим содержаниям ($\Pi = C_i$). Это еще раз свидетельствует о распределении элементов вдоль оси Z по закону, близкому к нормальному при значениях σ , сравнительно мало отличающихся для различных элементов в пределах конкретной рудной зоны.

Вкрест рудной зоны во вмещающих породах формируется диффузионно-инфильтрационный первичный ореол, распределение содержаний элемента в котором, как показано в работах Р. И. Дубова (1964), В. Г. Голубева и А. А. Гарибьянца (1968), как правило, аппроксимируется экспоненциальной зависимостью вида

$$C_y = C_\delta \cdot e^{-\lambda \cdot y}, \quad (6)$$

где C_δ — бортовое содержание элемента на границе рудной зоны;

λ — параметр, зависящий от миграционной способности элемента.

Чем выше миграционная способность элемента, тем меньше λ , т. е. тем меньше угол наклона графика содержаний в полупологарифмическом масштабе:

$$\lg C_y = \lg C_\delta - 0,43\lambda \cdot y. \quad (7)$$

Как указывалось выше, миграционная способность химического элемента минимальна на горизонте Z_0 с максимальным содержанием данного элемента в рудной зоне и увеличивается в обе стороны от этого горизонта вдоль оси Z . В самом первом приближении можно допустить, что значения (λ_i) изменяются вдоль оси Z по нормальному закону как и значения C_z , но с различными σ_c и σ_λ . Если допустить, что

продуктивность ореола так же изменяется вдоль оси Z по нормальному закону с параметром σ_m , то, используя выражения

$$M_z = M_0 \cdot e^{-\frac{Z^2}{2\sigma_m^2}}, \quad (8)$$

$$M_z = \frac{2C_{0z}}{\lambda_z} \quad (9)$$

$$C_{0z} = C_0 \cdot e^{-\frac{Z^2}{2\sigma_c^2}}, \quad (10)$$

$$\lambda_z = \lambda_0 \cdot e^{-\frac{Z^2}{2\sigma_\lambda^2}}, \quad (11)$$

можно получить

$$M_0 \cdot e^{-\frac{Z^2}{2\sigma_m^2}} = \frac{2C_0}{\lambda_0} \cdot e^{-\frac{Z^2}{2} \left(\frac{1}{\sigma_c^2} - \frac{1}{\sigma_\lambda^2} \right)}, \quad (12)$$

откуда

$$\frac{1}{\sigma_m^2} = \frac{1}{\sigma_c^2} - \frac{1}{\sigma_\lambda^2} \quad (13)$$

или

$$\sigma_c < \sigma_\lambda < \sigma_m. \quad (14)$$

То есть содержания (C_z) вдоль оси Z изменяются более резко, нежели миграционная способность элементов (λ_z). При $\sigma_c = \sigma_\lambda$ продуктивность ореола остается постоянной, равной продуктивности ореола на горизонте C_0 . Следует отметить, что при переходе к эффективной (видимой) продуктивности мы получим видимые значения $\sigma_m^* > \sigma_m$.

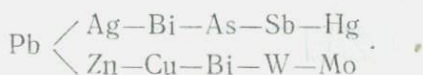
Далее можно предполагать что для различных горизонтов с $(C_i)_{max}$ значения λ_i для соответствующих элементов одинаковы, коль скоро мы имеем дело с оптимальными для каждого элемента физико-химическими и термодинамическими условиями перехода из жидкой фазы в твердую.

При этом условии из выражения

$$\lambda_i = \lambda_{oi} \cdot e^{-\frac{(Z-Z_{oi})^2}{2\sigma_\lambda^2}} \quad (15)$$

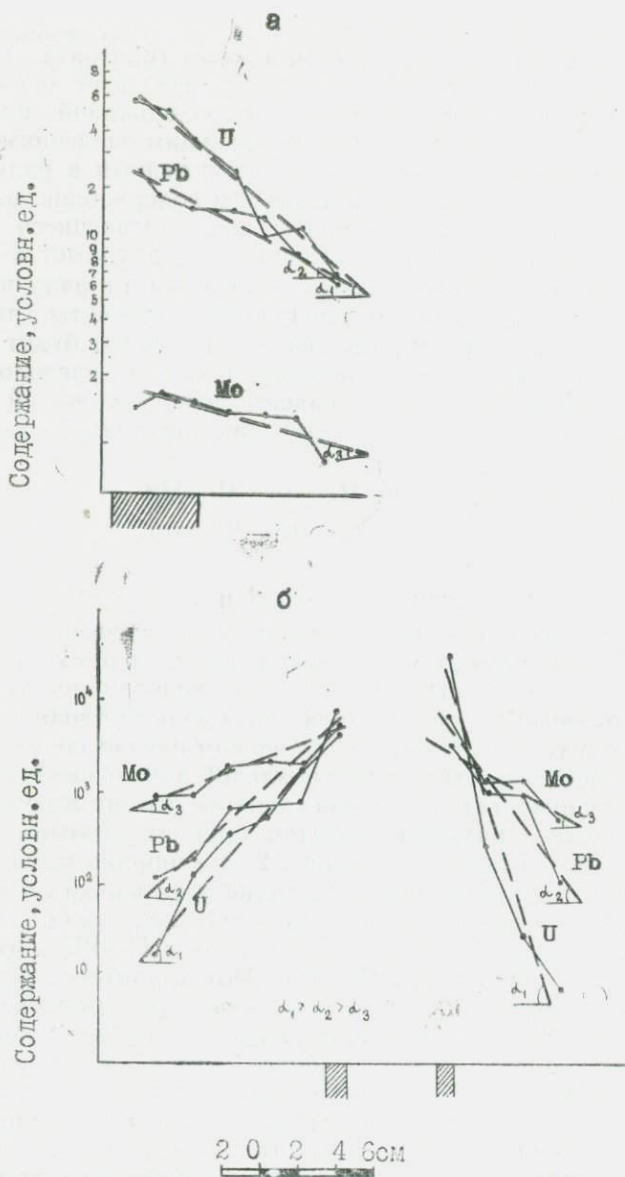
следует, что λ_i зависит от смещения максимума содержания данного элемента в рудной зоне относительно горизонта опробования ($Z - Z_{oi}$). Все элементы, максимумы содержания

которых располагаются выше или ниже горизонта опробования, будут характеризоваться тем меньшими значениями λ_i , чем больше смещен максимум их содержаний по оси Z. Расположив элементы в ряд по убывающим значениям λ_i , мы должны получить следующую картину: первым в ряду окажется элемент, образующий максимум содержаний на горизонте опробования; все элементы, располагающиеся правее его в вертикальном ряду зональности (надрудные) в такой же последовательности будут располагаться и в ряду поперечной зональности, тогда как «подрудные» элементы (расположенные в вертикальном ряду левее начального) будут характеризоваться обратной последовательностью расположения. Например, для горизонта с максимумом содержаний свинца должна быть получена следующая картина:



Естественно, что если $\lambda_{oi} \neq \text{const}$ и $\sigma_{\lambda_i} \neq \text{const}$, то порядок расположения элементов в приведенном выше ряду поперечной зональности может нарушаться, однако и в этом случае для конкретных геологических условий между рядами вертикальной и поперечной зональности должна быть достаточно устойчивая связь, во всяком случае не менее стабильная, нежели сам ряд вертикальной зональности для различных рудных тел в пределах одного месторождения.

В качестве примеров приведем опубликованные данные по ряду месторождений. На фиг. 2, а изображены графики распределения урана, свинца и молибдена вкрест простирающейся рудной жилы. Судя по рисунку, ряд зональности в порядке убывания λ имеет вид: U—Pb—Mo. Точно такая же зональность (U—Pb—Mo) характерна и для поперечных диффузивных первичных ореолов смолково-флюоритовых прожилков (фиг. 2, б), хотя абсолютные значения λ отличаются в данном случае более, чем на два порядка. В обоих случаях опробованные сечения располагаются, по-видимому, в рудном или подрудном относительно урана интервале, поскольку для надрудного интервала на первом месте в поперечном ряду зональности должен быть стоять либо молибден, либо свинец. Отсутствие данных по элементам, характерным для подрудного интервала (кобальт, олово и др.), не позволяют отличать по диффузионным поперечным



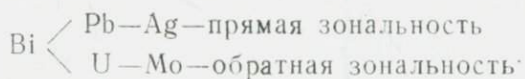
Фиг. 2. Графики распределения элементов в поперечном первичном ореоле уранового рудного тела (а) и урановофлюоритовой прожилки (б) (по С. В. Григоряну и Е. М. Янишевскому, 1968).

ореолам подрудные сечения от рудных. Обращает на себя внимание также несколько необычное положение молибдена в ряду поперечной зональности по сравнению с вертикальным рядом зональности (U—Mo—Pb). Возможно, это объясняется тем, что σ_λ или λ_0 для молибдена меньше, чем для свинца.

По графикам распределения элементов в поперечном диффузионном ореоле кварцево-халькопиритового прожилка (фиг. 3) можно получить следующий ряд зональности:

	Bi	Pb	Ag	U	Mo
λ	2,5	2	1,8	1,3	1

В данном случае можно сделать вывод, что мы имеем подрудное (по отношению к меди) сечение, коль скоро висмут, располагающийся в едином ряду зональности ниже меди, имеет максимальное λ , а элементы, располагающиеся выше (свинец и серебро) и ниже (уран и молибден) висмута, характеризуются меньшими λ . Полученный ряд поперечной зональности может быть расшифрован так:



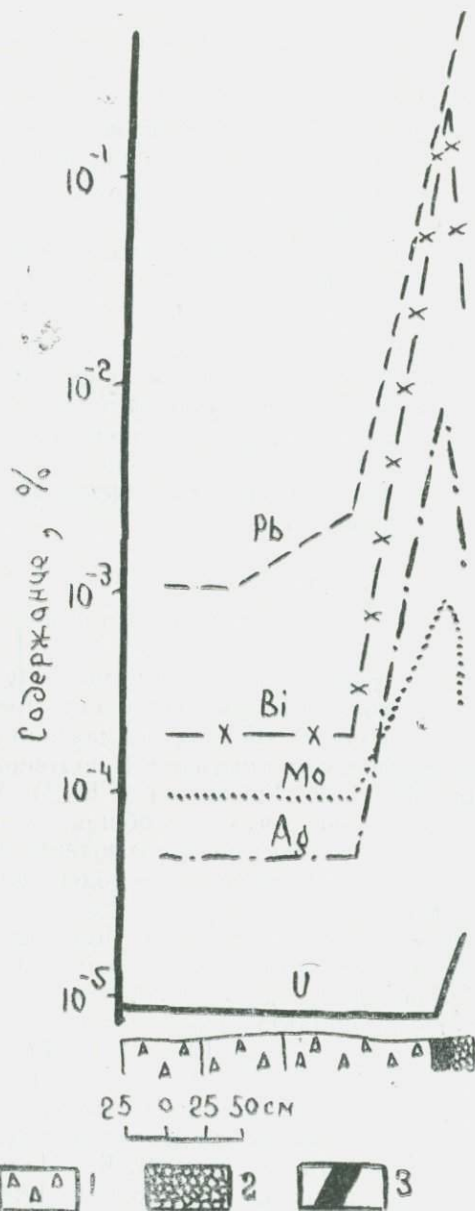
Любопытно, что и в данном случае λ для молибдена оказалась меньше «нормального», поскольку он занял положение в ряду зональности ниже урана. Возможно, это связано с тем, что σ_λ для молибдена меньше, чем для урана. В подтверждение можно привести данные С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского (1968), которые отмечают, что... «в общем как вверх, так и вниз от рудного тела градиент среднего содержания молибдена по сравнению с градиентом среднего содержания урана заметно больше» (стр.40).

Представляют интерес данные В. В. Поликарпочкина и др. (1964) по Ивановскому полиметаллическому месторождению (Восточное Забайкалье), где в поперечных диффузионных ореолах наблюдается обратная зональность:

	Pb	Zn
λ	2	1,

что свидетельствует об опробовании надрудного сечения относительно цинкового, а возможно, и свинцового оруденения.

Следует отметить, что в статье В. В. Поликарпочкина, как и в статьях других авторов (Росман, 1960; Сафронов и др., 1970), зональность «поперечных» ореолов (впрочем, как и осевых) определяется по изменению «видимой» ширины оре-



Фиг. 3. Графики распределения элементов в поперечном ореоле кварц-халькопиритового прожилка (по С. В. Григоряну и Е. М. Янишевскому, 1968).
 1 — кварцевые порфиры; 2 — зоны дробления; 3 — прожилки

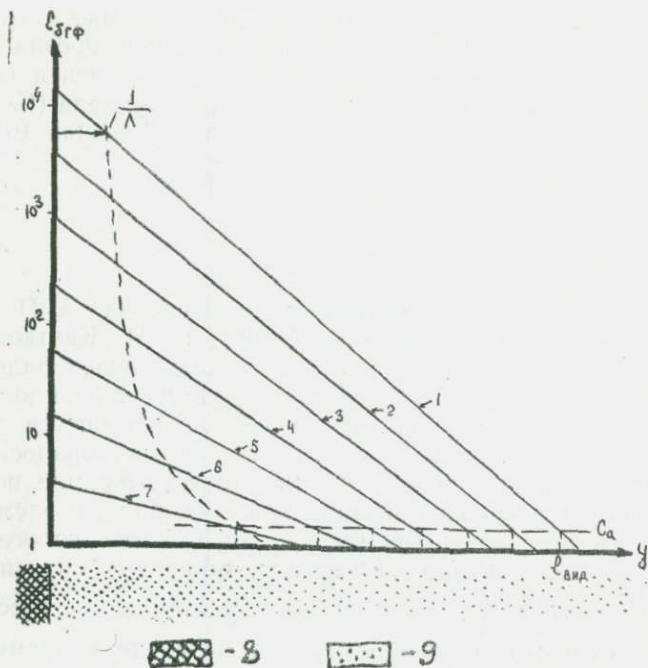
олов различных элементов. Сомнительность такого способа оценки зональности ясна из того, что «ширина» ореола зависит не только от миграционной способности элемента (λ), но и от бортового содержания элемента в рудном теле (C_b) и во вмещающих породах ($C_a = C_{\phi} \cdot \Sigma^n$). Из выражения (6) следует;

$$y_{\text{вид}} = \frac{C_b}{\lambda} \ln \frac{C_a}{C_b} \quad (16)$$

На это неоднократно указывали в своих работах А. П. Соловов (1966), С. В. Григорян и др. (1968), Е. М. Квятковский, Т. И. Нюппенен (1969) и др. Тем не менее, в целом ряде случаев ряды зональности, построенные по убыванию видимой ширины поперечных первичных ореолов, оказываются достаточно близкими к рядам, построенным, как указывалось выше, по убывающим значениям λ или, что то же самое, по возрастающим значениям миграционной способности элементов $1/\lambda$. Объясняется это, по-видимому, тем, что для любого типа месторождения в рудном интервале, во-первых, максимальные значения $\ln \frac{C_b}{C_a}$, как и λ будут характерны для основного

рудного элемента и, во-вторых, при переходе к элементам, стоящим выше или ниже основного элемента в едином ряду зональности, скорость убывания «бортовых» содержаний больше, чем параметров λ_r для этих элементов (фиг. 4). В качестве иллюстрации возможности использования ширины поперечных первичных ореолов для оценки их зональности приведем таблицу из статьи Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна (1970), в которой для рудных интервалов месторождений различных генетических типов приведены обобщенные ряды зональности, составленные по убывающей ширине ореола. В форме записи рядов, в отличие от исходной таблицы Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна, отражена связь между рядами зональности поперечных и осевых первичных ореолов (табл. 1).

Прежде всего обращает на себя внимание то, что в пределах рудного интервала наиболее контрастные и широкие поперечные первичные ореолы образуют главные рудные элементы. С этой точки зрения в полиметаллических скарновых и стратиформных месторождениях и меднопорфировых месторождениях с золотом «главными» элементами, по-видимому, являются, соответственно, барий, серебро и золото, относительные средние содержания которых (в геофонах или, возможно, в услови-



Фиг. 4. Схематизированные графики содержаний основного (1) и сопутствующих (2—7) элементов в поперечном первичном ореоле рудного тела
8 — рудное тело; 9 — ореол

ных единицах «энергии рудообразования») должны быть для рассматриваемых примеров максимальными. К сожалению, в нашем распоряжении конкретных числовых данных о содержаниях, продуктивностях и других параметрах первичных ореолов для приведенных в таблице месторождений не имеется.

Далее, в таблице нами подчеркнуты элементы, положение которых в ряду зональности поперечных ореолов оказалось не совпадающим с положением их в обобщенном ряду осевой зональности. Чаще всего эти элементы смещаются на одно-два места вправо, что свидетельствует о некотором уменьшении видимой ширины поперечных ореолов по сравнению с ожидаемой, исходя из зависимости (16) с учетом единого ряда зональности. Наиболее характерны такие отклонения для вольфрама, висмута, цинка, серебра и бария. Если учесть, что по-

**Зональность поперечных первичных ореолов месторождений
различных типов**

Месторождения	Примерный ряд зональности (по убывающей ширине поперечного первичного ореола)
Полиметаллические (свинцово-цинковые) в скарнах	Ba <— As—Ag _____ Sb — Zn—Pb _____ Cu
Полиметаллические жильные в кислых эффузивах	Pb <— Ba—Ag—As — Zn—Cu—Co
Полиметаллические стратиморфные	Ag <— _____ As—Ba — Pb—Cu _____ Co—Zn—Ni
Меднопорфировые с золотом	Au <— _____ Ag—As—Sb — Cu—Mo
Колчеданные	Cu <— Zn—Pb—Ag—Ba—As—Ga _____ Mo—Co—Bi
Медно-висмутовые	Cu <— _____ Pb—Ag—As—Ba—Zn — Mo _____ Co
Медно-молибденовые	Cu <— —Zn—Pb _____ As—Ba—Ag — Mo—Co—Ni—Sn—Be—W—Bi
Уран-молибденовые	U—Mo—Pb—Cu—Zn—Ag
Кварц-золоторудные	Au <— _____ Ag—As — As—Bi—Pb—Cu—Be—Mo—
Вольфрамовые (шеелитовые) в скарнах	W <— _____ Co—Zn — Cu—Ba—Zn—Pb — Mo
Ртутные телетермальные	Hg—Ag—Ba—Cu—Zn—Pb—Ni—Co

рог чувствительности спектрального анализа на указанные элементы, как правило, недостаточен для надежного определения фоновых содержаний, а следовательно, и полной эффективной ширины поперечных первичных ореолов, то это в какой-то мере объясняет систематическое смещение указанных элементов в рядах поперечной и осевой зональности. С учетом этой поправки ряды поперечной и осевой зональности становятся настолько близкими, что рассмотренный выше вид связи между ними не вызывает сомнения, тем более, что сопоставляемые ряды составлялись по совершенно независимым данным.

Рассмотренная выше поперечная зональность формируется при миграции элементов путем диффузии или инфильтрации гидротермальных растворов вкост рудной зоны в трещиноватые или пористые вмещающие породы. Ширина поперечных первичных ореолов отдельных зон минерализации обычно не превышает при этом первых метров или, при плотных вмещающих породах, первых десятков сантиметров. Однако очень часто наблюдаются рудные зоны более сложного строения — основное рудное тело сопровождается серией параллельных зон минерализации, продуктивность которых (средние содержания) падает по экспоненте с удалением от рудного тела (фиг. 5). Можно предполагать, что такой характер изменения продуктивностей (средних содержаний) сопутствующих зон минерализации обусловлен чисто структурными факторами: при формировании тектонических зон основное нарушение всегда должно сопровождаться серией сопутствующих, мощность и число которых с удалением от основного нарушения в первом приближении (как и многие другие природные явления) изменяются по экспоненциальному закону. Циркуляция же гидротермальных растворов как по основному каналу, так и по сопутствующим, будет происходить главным образом вдоль ослабленных зон, вследствие чего каждая из зон минерализации внутри общей рудной зоны должна характеризоваться своей осевой и поперечной зональностью. Характер же поперечной зональности рудной зоны в целом будет определяться взаимным расположением внутри рудной зоны отдельных зон минерализации и их осевой зональностью. При этом могут встретиться самые различные варианты, некоторые из которых рассмотрены ниже.

Предположим, что основная зона минерализации (I) сопровождается параллельной менее интенсивной зоной (II), причем в обеих зонах распределение средних содержаний (C_i) элементов вдоль оси может быть аппроксимировано нормальным законом (I) с параметрами C_{oi} , σ_{ci} , Z_{oi} .

На фиг. 6. приведены четыре различных варианта взаимного расположения основной и сопутствующей зон минерализации при постоянном расстоянии между ними. Для всех вариантов поперечная зональность рудной зоны рассматривается по двум параметрам: углу наклона (α_i) графика $\lg C_i$ по оси y и ширине «ореола» (l^i). Угол наклона графика пропорционален параметру λ , что следует из выражения (7). Ряды поперечной зональности рудной зоны строятся в порядке убывания $\alpha(\lambda)$ и l .

Как следовало ожидать, в тех случаях, когда содержания элементов в основной (I_i) и сопутствующей (II_i) зонах при любом Z связаны между собой простой зависимостью

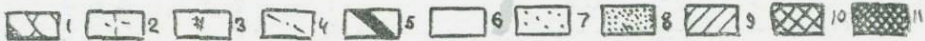
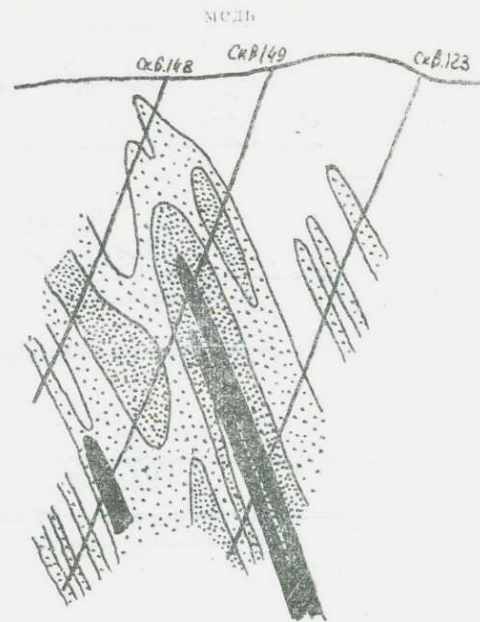
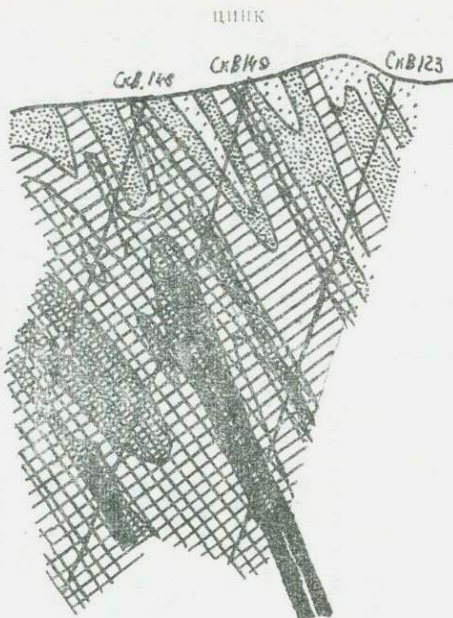
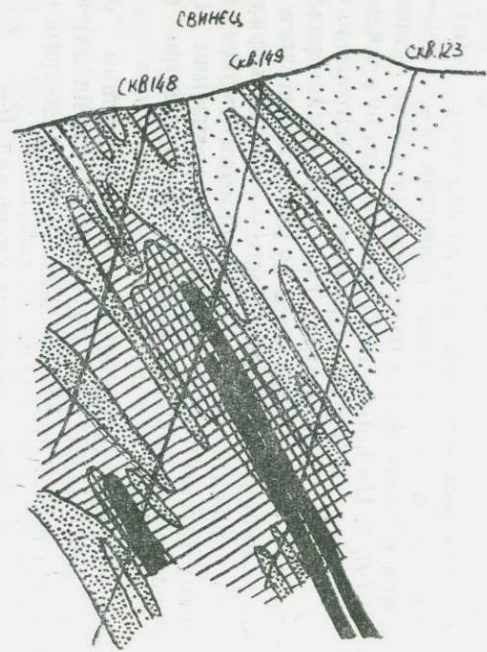
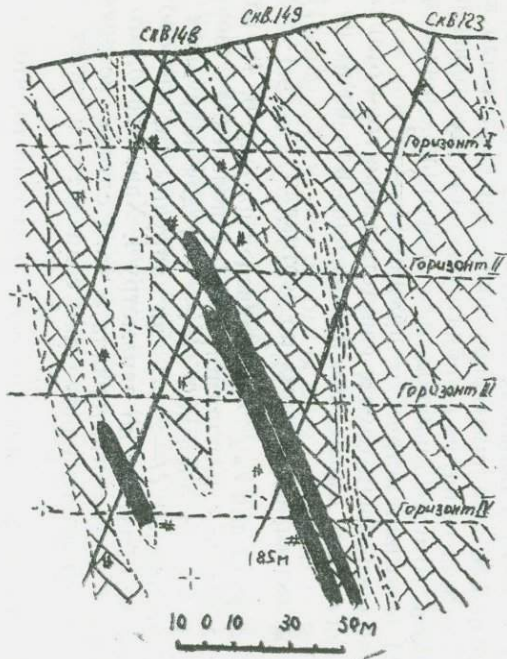
$C_i = K \cdot C_{ii}$, поперечная зональность по параметру λ (α) отсутствует, так как углы наклона графиков $\lg C_i$ на всех горизонтах при $k = \text{const}$ будут одинаковыми для всех элементов (фиг. 6, 1 и 6, 2). По параметру l зональность будет изменяться от прямой ($I-2-3$) для подрудных горизонтов до обратной ($3-2-1$) для надрудных. Для рудного интервала на первом месте в ряду зональности будет располагаться основной рудный элемент, на втором месте — подрудный или надрудный в зависимости от соотношения максимальных содержаний этих элементов в зонах минерализации и положения опробуемого горизонта относительно центра рудной зоны.

Смещение сопутствующей зоны минерализации относительно основной вверх по оси Z (фиг. 6, 3) приводит к появлению поперечной зональности по обоим параметрам (λ и l), причем при достаточно большом смещении ($Z_{0i} - Z_{0ii} \approx \tau_{ci}$) для всех горизонтов характерна прямая зональность по параметру λ ($I-2-3$) и обратная по параметру l ($3-2-1$). При смещении центра сопутствующей зоны минерализации вниз по оси Z картина меняется на обратную — для всех горизонтов по параметру l будет наблюдаться обратная зональность ($3-2-1$) и по параметру λ — прямая ($I-2-3$).

В наиболее общем случае сопутствующая зона отличается от основной как смещением центра вниз или вверх по оси Z , так и меньшим «размахом» по вертикали ($\tau_{ci} > \tau_{cii}$). Именно такой случай для $Z_{0.2} < Z_{0.2ii}$ приведен на фиг. 6, 4), из которого следует, что по параметру λ (α) поперечная зональность меняется от обратной ($3-2-1$) для подрудных горизонтов до прямой ($I-2-3$) для надрудных и, наоборот, — от прямой до обратной по параметру l . Характерно, что для верхней части рудного интервала в этом случае поперечная зональность по обоим параметрам совпадает и имеет вид

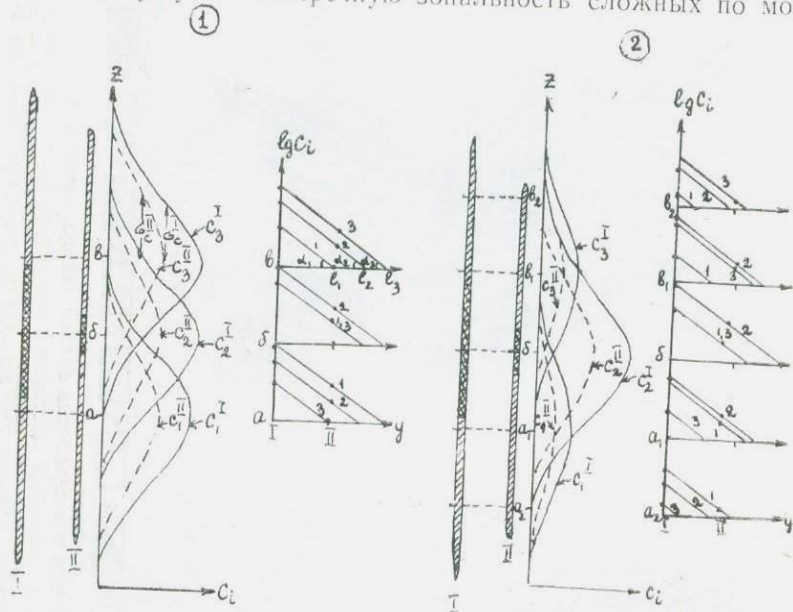
$\begin{matrix} 2-3 \\ \diagdown \\ 1 \end{matrix}$

Далее, обращает на себя внимание то, что почти во всех случаях (за исключением третьего варианта) кажущаяся зональность по параметру для рудной зоны в целом весьма сходна с поперечной зональностью диффузивных оре-



Фиг. 5. Геологический разрез и первичные ореолы свинца, цинка и меди по разведочному профилю полиметаллического месторождения (по Е. М. Янишевскому и др., 1963).
 1 — известняки; 2 — гранодиориты; 3 — скарнированные породы; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудные тела; 6—11 — содержание элементов в (%): < 0,003 (6); 0,003—0,01 (7); 0,01—0,03 (8); 0,03—0,3 (9); 0,3—1 (10); > 1,0 (11)

олов отдельных взятых минерализованных зон, т.е. на первом месте в ряду зональности стоит элемент, наиболее характерный для данного сечения зоны (подрудный, рудный или надрудный для соответствующих сечений). С этой точки зрения ряды зональности, приведенные в табл. 1, могут отражать кажущуюся поперечную зональность сложных по мор-

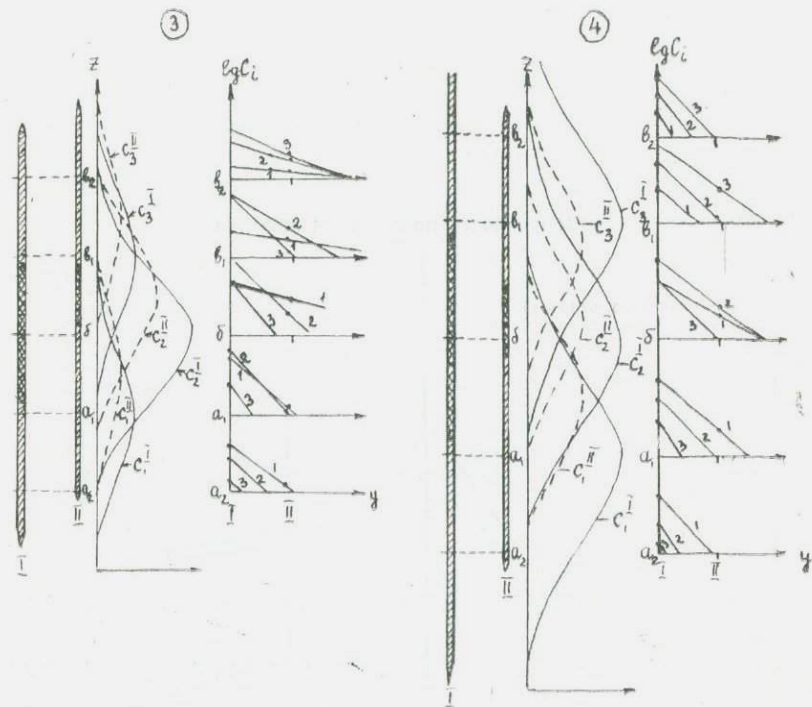


Фиг. 6. Графики средних содержаний (C_i) и логарифмов средних

содержаний ($\lg C_i$) по вертикальному разрезу двух близких минерализованных зон и сопутствующей минерализованной зоны; 1, 2, 3 — индексы подэлементов; λ_i — полуинтервал минерализации с $C_i \geq 0,05 C_i^0$; λ_i — видимая (эффективная) ширина ореола; α_i — угол наклона графика $\lg C_i$ вкост зоны; $\lambda_i = \arctg \alpha_i$ — параметр, определяющий

фологию рудных зон в пределах их рудных интервалов, если считать, что вариант взаимного расположения основной и сопутствующей зон минерализации, приведенный на фиг. 6, 4, является достаточно типичным.

На фиг. 7 приведены графики распределения свинца, цинка и меди по скв. 123, пересекающей основную и сопутствующую минерализованные зоны (см. фиг. 5). Как это следует из фигуры, графики распределения элементов, построенные по пробам, отобраным через 5 м, представляют собой ломаные линии с резкими пиками, соответствующими отдельным минерализованным зонам. Однако даже по этим графикам



содержаний ($\lg C_i$) по вертикальному разрезу двух близких минерализованных зон и сопутствующей минерализованной зоны; 1, 2, 3 — индексы подэлементов; λ_i — полуинтервал минерализации с $C_i \geq 0,05 C_i^0$; λ_i — видимая (эффективная) ширина ореола; α_i — угол наклона графика $\lg C_i$ вкост зоны; $\lambda_i = \arctg \alpha_i$ — параметр, определяющий

кажущуюся поперечную зональность рудной зоны в целом

кам видна четко выраженная тенденция убывания содержания по направлению от основной зоны минерализации (рудного тела). Графики, построенные по среднеарифметическим содержаниям элементов, имеют вид прямых линий с практически одинаковыми углами наклона. Исходя из этого, можно сказать, что в данном сечении отсутствует поперечная зональность по параметру λ , в то время как по параметру l она имеет вид Pb—Zn—Cu. Такая картина, судя по фиг. 6, характерна для надрудных сечений (вариант 1 и 2). Следует отметить, что при несколько ином построении осредненных графиков можно получить зональность вида

по параметру λ Zn—Pb—Cu (т. е. 2—3—1),

по параметру l Pb—Zn—Cu (т. е. 3—2—1),

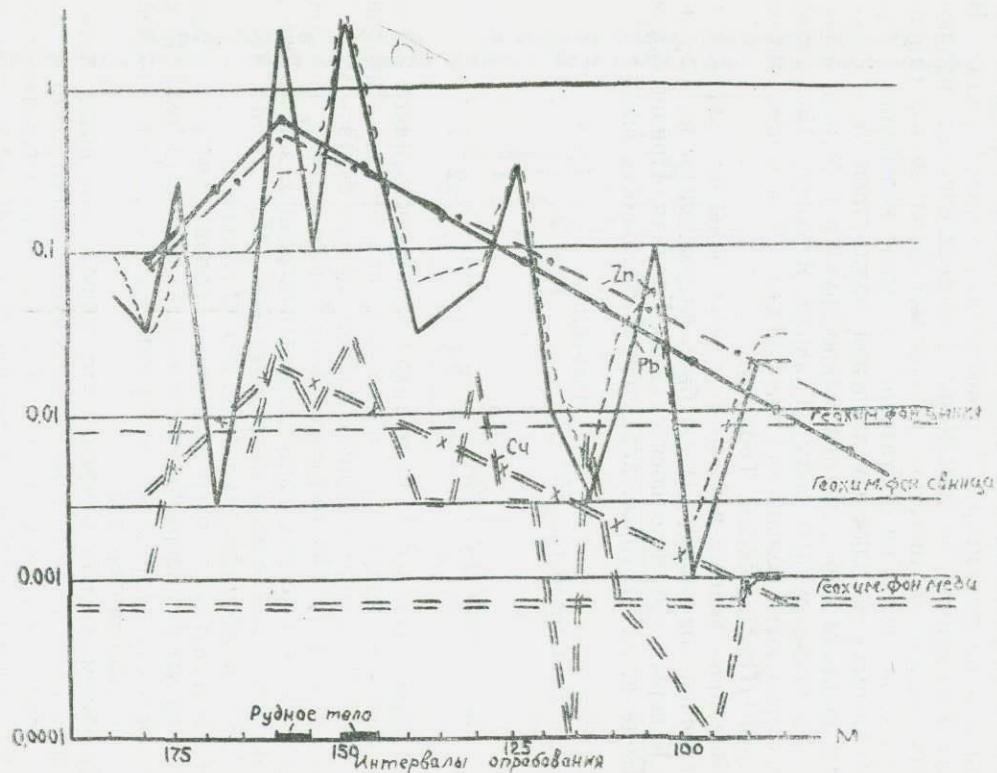
характерную для нижней части надрудного (или верхней части рудного) интервала в варианте 4 фиг. 6.

Таблица 2

Зональность поперечных ореолов

Вариант	Взаимоотношение основной и сопутствующей минерализованных зон	Параметр	Сечение рудной зоны					
			Подрудное		Рудное	Надрудное		
			α_2	α_1	δ	B_1	B_2	
1	$\sigma_{c_i}^I = \sigma_{c_i}^{II} = const; Z_{o_i}^I = Z_{o_i}^{II}$	λ	нет	$\alpha_i = const$				
	$C_{o_i}^I > C_{o_i}^{II}; C_{o_i}^I = const$	l	—	1-2-3	$2 < \frac{3}{1}$	3-2-1	—	—
2	$\sigma_{c_i}^I = \sigma_{c_i}^{II} = const; Z_{o_i}^I = Z_{o_i}^{II}$	λ	нет	$\alpha_i = const$				
	$C_{o_i}^I > C_{o_i}^{II}; C_{o_2}^{I(II)} > C_{o_1}^{I(0)} = C_{o_3}^{I,II}$	l	1-2-3	$2 < \frac{3}{1}$	$2 < \frac{3}{1}$	$2 > \frac{3}{1}$	3-2-1	3-2-1
3	$\sigma_{c_i}^I = \sigma_{c_i}^{II} = const; Z_{o_i}^I > Z_{o_i}^{II}$	λ	3-2-1	3-2-1	3-2-1	3-2-1	3-2-1	3-2-1
	$C_{o_i}^I > C_{o_i}^{II}; C_{o_2}^{I(II)} > C_{o_1}^{I(II)} = C_{o_3}^{I(II)}$	l	1-2-3	1-2-3	1-2-3	1-2-3	1-2-3	1-2-3
4	$\sigma_{c_i}^I > \sigma_{c_i}^{II}; \sigma_{c_i}^I = const; \sigma_{c_i}^{II} = const.$	λ	3-2-1	3-2-1	3-2-1	1-2-3	1-2-3	
	$C_{o_i}^I > C_{o_i}^{II}; C_{o_i}^I = const; Z_{o_2}^I > Z_{o_1}^{II}$	λ	3-2-1	3-2-1	3-2-1	$2 < \frac{3}{1}$	1-2-3	
	$Z_{o_3}^I > Z_{o_3}^{II}; Z_{o_1}^I > Z_{o_1}^{II}$	l	1-2-3	1-2-3	$2 < \frac{3}{1}$	3-2-1	3-2-1	

В качестве второго примера рассмотрим данные по кажущейся поперечной зональности сложных оловорудных зон минерализации Комсомольского района. В табл. 3, заимствованной из работы Н. В. Никитина (1969), приведены значения l/λ и l первичных ореолов олова, меди, цинка и свинца для различных сечений некоторых рудных зон. В этой же таблице приведены ряды зональности поперечных ореолов по убывающим значениям l и возрастающим значениям l/λ . При



Фиг. 7. Графики распределения свинца, цинка и меди по скв. 123.

рассмотрении полученных рядов зональности прежде всего обращает на себя внимание весьма высокая их устойчивость: лишь в четырех случаях из девяти цинк и в одном случае из десяти медь смещаются на одно место вправо в рядах зональности по параметру $1/\lambda$ относительно единого ряда. В рядах зональности по параметру l во всех случаях наблюдается полное соответствие расположения элементов единому ряду, несмотря на достаточно большие колебания (до семикратных) абсолютных значений параметров $1/\lambda$ и l , которые целиком определяются макроструктурой рудной зоны: более мощные рудные зоны (Главная, Ягодная, Северная) характеризуются большими значениями $1/\lambda$ и l , чем менее мощные (Придорожная, Тропная).

Все приведенные в табл. 3 рудные зоны по характеру поперечной зональности могут быть подразделены на 3 группы. К первой группе относятся зоны Главная, Придорожная и Ягодная, для которых характерна зональность вида

$$\begin{aligned} \text{по параметру } 1/\lambda: \text{Cu} & \begin{cases} \text{Pb—Zn} \\ \text{Sn} \end{cases} \quad \text{или} \quad 2 \begin{cases} 4-3 \\ 1 \end{cases}, \\ \text{по параметру } l: \text{Zn} & \begin{cases} \text{Pb} \\ \text{Cu—Sn} \end{cases} \quad \text{или} \quad 3 \begin{cases} 4 \\ 2-1 \end{cases}. \end{aligned}$$

Если обратиться к фиг. 6, то такая зональность имеет место для нижнего надрудного интервала, причем за основной («рудный») элемент в данном случае следует считать медь.

Ко второй группе относится зона Северная, для которой в различных сечениях наблюдается поперечная зональность, характерная для верхов подрудных (скв. 47), рудных (скв. 5 и 115 и низов надрудных (скв. 39) интервалов.

К третьей группе относится зона Тропная, которая, судя по характеру поперечной зональности, вскрыта скв. 4 в верхней части надрудного интервала, а скв. 5 — в нижней части рудного интервала.

В общем следует отметить, что приведенные выше оценки уровней сечения рудных зон Комсомольского района по характеру их поперечной зональности на этих сечениях достаточно хорошо отражают реальную картину — во всяком случае ни одного ошибочного отнесения надрудного интервала к подрудному или наоборот, во всех рассмотренных примерах (см. табл. 3) не отмечено. Возможно, что это в какой-то мере объясняется удачно подобранной для данного

рудного района моделью рудной зоны (см. фиг. 6, 4), хотя можно предполагать, что эта модель является достаточно типичной.

Для более уверенной оценки уровня сечения рудной зоны по характеру ее поперечной зональности следует рассматривать совместно ряды зональности по двум параметрам — $1/\lambda$ и I .

Можно предполагать также, что при наклонном падении рудной зоны характер поперечной зональности со стороны висячего и лежащего бока будет несколько различным. Вопрос этот, однако, пока мало изучен. Можно лишь привести некоторые данные, свидетельствующие о наличии определенных закономерностей, устойчивость которых требует проверки. Так, для оловорудных зон Комсомольского района Н. В. Никитиным (1969) отмечается прямая зональность в распределении элементов от висячего к лежащему боку рудных тел: висячий бок относительно обогащен элементами нижних горизонтов (олово, медь и др.), лежащий бок — верхних горизонтов (свинец, цинк и др.).

Для рудных интервалов зон порядок распределения элементов по убывающей величине отношения $\frac{C_i \text{ висячего бока}}{C_i \text{ лежащего бока}}$

аналогичен ряду вертикальной зональности рудных тел Комсомольского района. Наличие поперечной зональности в пределах самого рудного тела должно найти отражение в различной зональности поперечных диффузионных ореолов: со стороны висячего бока, относительно обогащенного «подрудными» элементами, зональность диффузионного ореола должна быть ближе к прямой, со стороны лежащего, обогащенного «надрудными» элементами, ближе к обратной. К сожалению, в нашем распоряжении нет данных по поперечным диффузионным ореолам рудных зон Комсомольского района. Однако весьма любопытно, что сходная картина наблюдается, по данным А. А. Матвеева (1971), на одном из висмутовых месторождений Средней Азии: для поперечных диффузионных ореолов со стороны висячего бока рудных тел характерна зональность, близкая к прямой, со стороны лежащего бока — более близкая к обратной, если расположить элементы в порядке возрастания параметра $1/\lambda$ (табл. 4). Случайное ли это совпадение, или здесь проявляются описанные выше закономерности — сказать трудно. Скорее всего, поперечная зональность в пределах самого

рудного тела возникает в связи со специфическими особенностями развития трещинных полостей сбросового типа со стороны лежачего бока при повторных подвижках. В этом случае более поздние (низкотемпературные) минеральные ассоциации должны относительно обогащать лежащий бок рудного тела, более ранние (высокотемпературные) — висячий бок. Соответственно этому будут развиваться и поперечные диффузионные первичные ореолы со стороны висячего и лежачего бока с различной зональностью.

Таблица 4

Зональность поперечных диффузионных ореолов со стороны висячего и лежачего бока сульфидно-карбонатных рудных зон

Висячий бок	Лежащий бок
$1/\lambda$, м	$1/\lambda$, м
Sn 0,9	Ag 0,6
W 1,0	Bi 0,7
B 1,1	B 0,75
Ag 1,1	Pb 0,8
Bi 1,25	W 0,9
Cu 1,25	Mo 0,9
Pb 1,6	Cu 0,95
As 1,6	As 1,0
Mo 1,9	Sn 1,3
Zn 2,6	Zn 1,7

Выводы

1 Поперечные первичные ореолы рудных зон можно несколько условно разделить на два типа: простые диффузионно-инфильтрационные и сложные структурные. Ореолы первого типа формируются за счет проникновения гидротермальных растворов в пористые и трещиноватые вмещающие породы вкрест основного направления движения гидротерм. Ореолы второго типа формируются за счет наличия в рудной зоне субпараллельных трещинных зон, вдоль которых циркулируют гидротермы.

2. Между осевой вертикальной зональностью отложения и

зональностью поперечных первичных ореолов обоих типов (диффузионных и структурных) существует вполне определенная связь, которая может быть использована для оценки уровня сечения рудной зоны.

3. Ряд зональности поперечного диффузионного ореола, построенный по возрастающим значениям миграционной способности элементов ($1/\lambda$) или по убывающим значениям эффективной ширины ореолов (l), имеет вид

$$M_n \begin{cases} M_{n+1} - M_{n+2} - M_{n+3} - \dots - M_{n+k} \\ M_{n-1} - M_{n-2} - M_{n-3} - \dots - M_{n-i} \end{cases}$$

где M_n — элемент, имеющий максимальные средние содержания (продуктивности) на данном уровне сечения рудной зоны;

M_{n+k} — элементы, располагающиеся выше элемента M_n в ряду осевой вертикальной зональности;

M_{n-i} — элементы, располагающиеся ниже элемента M_n в ряду осевой вертикальной зональности;

4. Ряд зональности поперечного структурного ореола зависит от взаимного расположения отдельных субпараллельных зон минерализации внутри рудной зоны, каждая из которых характеризуется своей осевой вертикальной зональностью. Наиболее часто, по-видимому, зональность поперечных структурных ореолов аналогична зональности поперечных диффузионных ореолов, если ряды зональности строить по убывающим значениям параметров $1/\lambda$ или l .

5. Существенного искажения рядов зональности поперечных диффузионных ореолов можно ожидать при пульсационном характере гидротермального процесса, коль скоро к висячему или лежащему боку рудных зон могут быть приурочены в этом случае относительно повышенные содержания элементов, относящихся к различным ассоциациям.

ЛИТЕРАТУРА

Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. Изд-во «Недра», 1968.

Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практическое использование. Автореферат докт. дисс., 1971.

Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.

Дубов Р. И. К теории распределения концентраций в диффузионных геохимических ореолах. В кн. «Геохимия рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.

Квятковский Е. М., Ньюпенен Т. Н. Основные параметры первичных ореолов рудных месторождений и их использование при поисках. Материалы III Лен. геохим. конф., ЛГИ, 1967.

Матвеев А. А. Эндогенные ореолы висмутового месторождения. В сб. «Вопросы прикладной геохимии», вып. II. Изд-во «Недра», 1971.

Никитин И. В. Геохимическая зональность сульфидно-касситеритовых месторождений Комсомольского района. Автореферат канд. дисс., 1969.

Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. В сб. «Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений». СибГЕОХИ, Иркутск, 1970.

Поликарпочкин В. В., Шатров Б. Б., Лапп М. А. Зональные ореолы рассеяния Ивановского полиметаллического месторождения. В сб. «Геохимия рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.

Россман Г. И. Первичное рассеяние металлов в боковых породах Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения. — Сов. геология, 1960, № 6.

Сафронов Н. И., Лапп М. А., Мещеряков С. С. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. В сб. того же названия. СибГЕОХИ, Иркутск, 1970.

Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. — Геология рудных месторождений, 1966, № 3.

Янишевский Е. М., Григорян С. В., Баранов Э. Н., Вертепов Г. И., Каблуков А. Д. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

ОПЫТ ОЦЕНКИ МИГРАЦИОННОЙ ПОДВИЖНОСТИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

В. И. Вернадский (1934) писал: «История химических элементов в земной коре может быть сведена к их разнообразным движениям, перемещениям, которые мы в геохимии будем называть миграциями. Такими миграциями будут являться движения атомов при образовании их соединений, переносы их в движущихся жидкостях, в газах, в твердых телах, при дыхании, питании, метаболизме организмов и т.п. В результате таких миграций в земной коре создаются большие системы разнообразных химических равновесий».

Изучение миграционной подвижности, форм и путей миграции химических элементов в той или иной геохимической обстановке имеет важнейшее значение при оценке геохимических аномалий, позволяющее относить выявляемые аномалии к остаточным вторичным ореолам рассеяния или вторичным аккумуляциям. В первом случае аномалии представляют несомненный интерес в качестве прямого поискового признака, свидетельствующего о наличии оруденения в коренном залежании, во втором — аномалии обусловлены выносом металла из горных пород с фоновыми содержаниями химических элементов или рудных тел месторождений и, следовательно, подобные аномалии являются только косвенным признаком возможного наличия оруденения в породах фундамента.

Необходимость изучения миграционных подвижностей элементов неоднократно подчеркивалась А. Е. Ферсманом, А. А. Сауковым и другими исследователями.

Первая попытка дать оценку миграционной подвижности элементов была сделана академиком Б. Б. Полыновым еще в тридцатых годах. Им были составлены ряды, характеризующие подвижность некоторых химических элементов в ко-

ре выветривания. Хлор, бром йод, сера были отнесены Б.Б. Польшовым к энергично выносимым из горных пород элементам, кальций, натрий, магний, калий — к легко выносимым, кремнезем в силикатных минералах, фосфор, марганец — к подвижным, железо, алюминий, таллий — к инертным или слабо подвижным и наконец, кремнезем в кварце — к практически неподвижным.

А. И. Перельман (1961) предложил оценивать миграционную способность элементов по величине коэффициента водной миграции K_x (отношение содержания изучаемого элемента в минеральном остатке воды к произведению содержания того же элемента в горной породе на общую минерализацию воды). Изучение коэффициентов водной миграции в различных геохимических ландшафтах позволило ему составить таблицу рядов миграционной подвижности элементов (фиг. 1), в которых было определено положение

Интенсивность миграции	Окислительная обстановка (кора выветривания)	Контрастность миграционной способности	Резко восстановительная обстановка
	Значения K_x 1000 100 10 1 0,1 0,01 0,001	← слабая → сильная	Значения K_x 1000 100 10 1 0,1 0,01 0,001
Очень сильная	Cl, J, Br, S	← Cl, Br, J →	Cl, Br, J
Сильная	Ca, Mg, Na, F, Sr, U, Zn	← Ca, Mg, Na, F, Sr → Zn, U	Ca, Mg, Na, F, Sr
Средняя	Si, P, Cu, Ni, Mn, K, S	← Si, P, K → Cu, Ni, Co	Si, P, K
Слабая и очень слабая	Fe, Al, Ti, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, Ru, Rh, Pd, Os, Pt, Sn	← Al, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Pt, Rh, Sn →	Al, Ti, Se, Y, Cu, Ni, Co, Mo, Zr, Zr, Hf, Nb, Ta, Ru, Rh, Pd, Os, Zr, U, Pt

Фиг. 1. Ряды миграционной подвижности элементов

большинства рудных элементов, интересующих геологов-поисковиков. Оценка, данная А. И. Перельманом миграционной подвижности рудных элементов, позволила по-новому рассматривать причины образования вторичных аккумуляций химических элементов и, как следствие этого, в значительной степени облегчила разбраковку выявляемых при поисках геохимических аномалий. Вместе с тем изменение интенсивности миграции элементов в пределах отдельных ландшафтно-геохимических зон (сотни квадратных километров), сложность вычисления коэффициентов водной миграции и ряд других причин не дают возможности уверенно оценить подвижность элементов в той или иной ландшафтной зоне. В этом случае более удобным является использование в качестве характеристики миграционной подвижности рудных элементов одного из параметров остаточного ореола рассеяния — коэффициента рассеяния.

Как известно (Соловов, 1958), геохимический смысл коэффициента рассеяния заключается в численной оценке процесса рассеяния рудных частиц (в солевой, механической или смешанной формах) вокруг рудного тела в окружающем пространстве под воздействием гипергенных процессов. Коэффициент рассеяния характеризует путь, пройденный рудными частицами от рудного тела в окружающем пространстве. Этот коэффициент является устойчивым показателем, не зависящим от местного геохимического фона пород, чувствительности и точности анализа, а также количества металла в рудном теле. Зависимость коэффициента рассеяния от сил, воздействующих на рудное тело и приводящих к рассеянию вещества в пространстве, и времени воздействия этих сил на рудное тело определяется выражением

$$\sigma = \eta \sqrt{\frac{FT}{\mu}},$$

где F — силы, воздействующие на рудные тела и вмещающие породы и приводящие к их разрушению и рассеянию рудных частиц в окружающем пространстве;

T — время воздействия сил;

μ — коэффициент вязкости породы;

η — коэффициент пропорциональности.

Подставив в выражение размерности силы, времени и коэффициента вязкости, не трудно убедиться, что коэффициент рассеяния имеет размерность длины (в метрах). Следует от-

метить, что для характеристики подвижности элементов могут быть использованы и используются различные показатели: коэффициент рассеяния, концентрация химических элементов в водах, коэффициент водной миграции и др., как выражающиеся в конкретных значениях (проценты, метры), так и в относительных единицах.

Метод оценки миграционной подвижности рудных элементов по величине коэффициентов рассеяния ореолов был предложен А. П. Солововым в 1965 г. Им же были впервые рассчитаны ряды подвижности некоторых элементов для ландшафтно-геохимических условий Центрального и Южного Казахстана.

Как известно (Соловов, 1958), распределение содержаний рудного элемента в ореоле рассеяния, развивающемся над тонким рудным телом ($2\rho \ll 2,5\sigma$) бесконечных размеров, определяется (при горизонтальной современной дневной или древней денудационной поверхности) следующим выражением:

$$C_x = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\rho}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}},$$

где M — количество металла, в м%;

σ — коэффициент рассеяния, в м;

x — расстояние от центральной точки ореола по профилю;

C_x — содержание химического элемента в любой точке ореола;

ρ — полумощность рудного тела.

Приведенное выражение соответствует нормальному закону распределения. В отличие от статистических распределений, аппроксимируемых с нормальным законом распределения, данное выражение характеризует действительные связи геологических процессов. Для характеристики рассматриваемого процесса рассеяния необходимо знание двух параметров — M и σ .

Распределение содержаний химических элементов в остаточном ореоле, развивающемся под рудными телами конечных размеров, определяется, по Р. И. Дубову, выражением,

$$C_x = 1/2 C_p \left[\Phi\left(\frac{\rho-x}{\sigma}\right) + \Phi\left(\frac{\rho+x}{\sigma}\right) \right]$$

где C_p — содержание металла в рудном теле до воздействия на него агентов выветривания;

Φ — интеграл вероятности.

Зная закон распределения химических элементов в ореолах рассеяния, не трудно вычислить коэффициент рассеяния.

Численные значения коэффициентов рассеяния могут быть определены по способу трех уровней (Соловов, 1966). Длина отрезка, заключенная между абсциссами точек C_x , равными $0,607 C_{max}$, для теоретической кривой соответствует 2σ . $C_z = 0,325$; $C_{max} = 3\sigma$; $C_x = 0,135$; $C_{max} = 4\sigma$ (фиг. 2). Это позволяет по графику распределения рудных элементов в ореоле вычислить численные значения коэффициентов рассеяния по трем независимым определениям. Если каждое из определений отличается между собой не более чем на $\pm 15\%$ (точность спектрального анализа), то за истинное значение принимают среднее арифметическое из трех определений. Для определения величины коэффициента рассеяния следует выбирать графики, симметричные относительно рудного тела.

В тех случаях, когда график распределения содержаний асимметричен, а следовательно, величина коэффициента рассеяния увеличивается с уменьшением интервалов графиков, необходимо выяснить причины асимметрии. Асимметрия может быть обусловлена отсутствием точек наблюдений в ореоле над рудным телом, формированием остаточного ореола за счет разрушения рудных частиц, двух сближенных рудных тел, формированием ореола за счет разрушения рудного тела большой мощности ($2p \gg 2,5\sigma$). В последнем случае определение коэффициента рассеяния необходимо проводить с использованием специальных палеток Р. И. Дубова

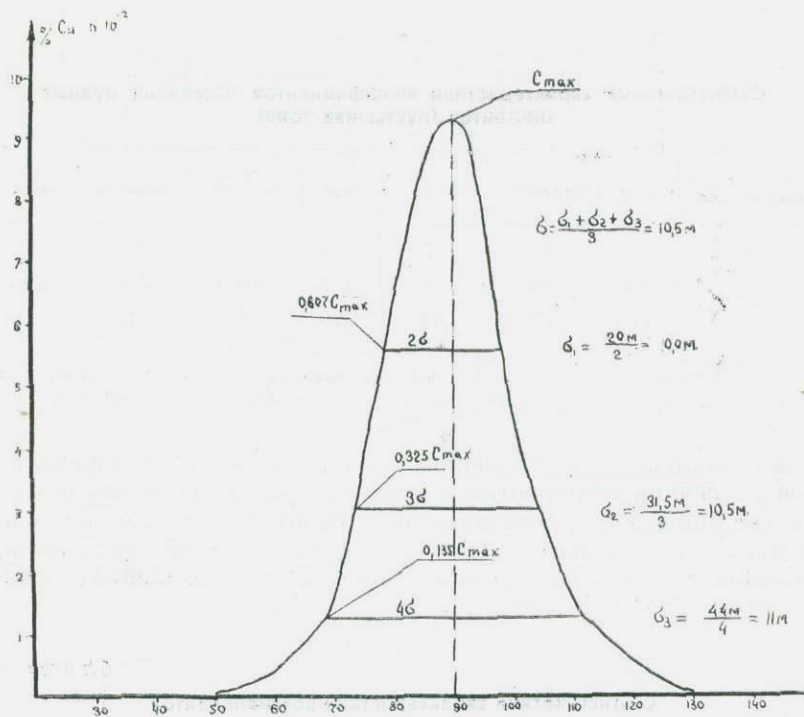
Систематические определения величин коэффициентов рассеяния позволяют вычислить их средние значения и статистические характеристики (среднеквадратическую ошибку определе-

ния среднего арифметического $\pm \frac{S_z}{\sqrt{n}}$ и среднее отклонение от

среднеарифметического значения $\left(\bar{x} \pm \frac{S_z}{\sqrt{n}} \right)$ для

разных химических элементов и различных ландшафтно-геохимических зон. На фиг. 3, в табл. 1 и 2 представлены численные значения коэффициентов рассеяния ореолов, вычис-

ленные для двух ландшафтных зон — пустынной и лесостепной (остаточные ореолы рассеяния развиваются в коре выветривания).



Фиг. 2. Определение σ — стандартной длины пробега от

Из приведенного материала следует, что

1) в пределах каждой из зон численные значения коэффициентов рассеяния весьма устойчивы. Среднеквадратическое отклонение от среднего значения коэффициента рассеяния нигде не превышает 1 м,

2) в разных ландшафтных зонах численные значения коэффициентов рассеяния существенно отличаются. Так, для мышьяка разница между средними значениями коэффициентов рассеяния составляет 10,5 м, меди — 2,9 м, молибдена — 8,8 м, урана — 7,1 м. Причем большие численные значения ко-

эффиценто̀в ра̀ссея̀ния ха̀ра̀ктѐрны для лѐсосте́пного ра̀йона:

3) значения коэффициентов рассеяния химических элементов, определенных для различных рудных районов одной климатической зоны (табл. 1 и 2), также свидетельствует о высо-

Таблица 1

Статистические характеристики коэффициентов рассеяния рудных элементов [пустынная зона]

Статистические характеристики	Цинк	Серебро	Свинец	Уран	Мышьяк	Молибден	Медь
n^1	13	20	27	13	13	9	21
$\pm S\bar{\sigma}$	0,37	0,53	0,20	0,33	0,93	0,83	0,46
$\bar{\sigma}$	4,65	4,2	4,00	3,90	3,8	3,5	2,9

¹⁾ Ореолы рассеяния развиваются в древней коре выветривания; на каждом объекте σ рассчитывались по трем независимым профилям.

кой стабильности их значений. Средние значения коэффициентов рассеяния отличаются на сантиметры, а среднеквадратические ошибки не превышают 10%. Наибольшая ошибка наблюдается у мышьяка—1,11 м, но и она, по всей видимости, обусловлена незначительным количеством определений (n равна трем — табл. 2).

Таблица 2

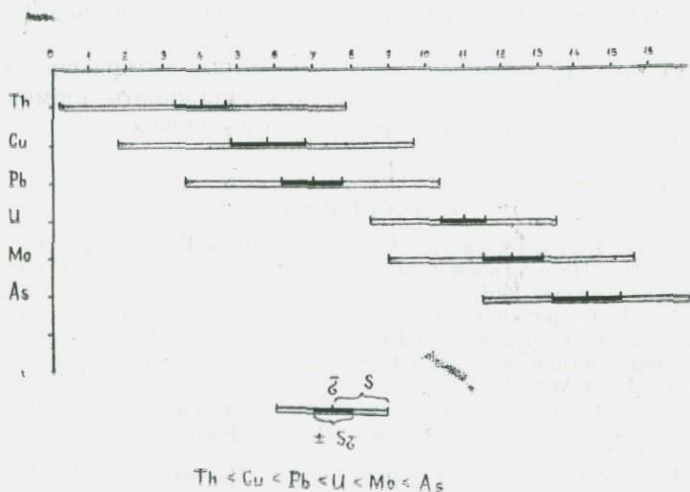
Статистические характеристики коэффициентов рассеяния рудных элементов [лесостепная зона]

Статистические характеристики	Цинк	Серебро	Свинец	Олово	Мышьяк	Висмут	Молибден	Медь
n	13	20	25	5	3	8	9	12
$\pm S\bar{\sigma}$	0,4	0,6	0,3	0,7	1,11	0,26	0,91	0,40
$\bar{\sigma}$	4,52	4,13	3,99	3,87	3,86	3,71	3,69	3,16

Исходя из геохимического смысла коэффициента рассеяния и численных значений коэффициентов рассеяния, представляется возможным составить ряды миграционной подвижности химических элементов для коры выветривания рассматриваемых геохимических зон:

Zn > Ag > Pb > U > As > Mo > Cu для пустынной зоны;
 Cu > As > Mo > U > Pb > Th для лесостепной зоны (фиг. 3);
 Zn > Ag > Sn > Pb > As > Mo > Bi > Cu для пустынной зоны.

Статистические характеристики	Pb	U	Mo	As	Cu	Th
\bar{x}	7	11	12.5	14.5	5.8	4.0
S	3.4	2.5	3.5	2.8	3.9	3.9
$S_{\bar{x}} = \pm \frac{S}{\sqrt{n}}$	0.82	0.60	0.80	0.87	1.0	0.73
n	16	18	16	10	17	5



Фиг. 3. Статистические характеристики коэффициентов рассеяния рудных элементов (лесостепная зона)

Сопоставление приведенных рядов миграционной подвижности элементов с рядами подвижности элементов, составленными по величинам коэффициентов водной миграции элементов, свидетельствуют о их аналогии:

Cu > As > U > Mo > Pb > Th для лесостепной зоны;

Zn > Ag > Pb > Sn > As > Bi > Mo > Cu для пустынной зоны.

Для лесостепной зоны в рядах миграционной подвижности, составленных по коэффициентам водной миграции, по сравнению с рядами подвижности элементов, составленными

ми по коэффициентам рассеяния, молибден и уран поменялись местами, а для пустынной зоны — свинец с оловом и молибден с висмутом. И в том и в другом случае это может быть объяснено низкой чувствительностью химических анализов на эти элементы.

Таким образом, проведенные исследования по сопоставлению рядов миграционной подвижности рудных элементов, составленных по величине значений коэффициентов водной миграции и численным значениям коэффициентов рассеяния, построенных для различных ландшафтно-геохимических условий, дают основание сделать следующие выводы:

1) оба метода оценки миграционной подвижности элементов могут быть использованы в практической работе геохимиков;

2) величина коэффициента рассеяния химических элементов характеризует миграционную подвижность элементов не только в механической форме, но и в солевой.

ЛИТЕРАТУРА

- В. И. Вернадский. Очерки геохимии. Горнонефтеиздат., 1934.
- А. И. Перельман. Геохимия эпигенетических процессов. Изд-во «Высшая школа», 1961.
- А. И. Перельман. Некоторые закономерности миграции рудных элементов и их спутников в геохимических ландшафтах. В кн. «Сборник избранных лекций по геохимическим методам поисков рудных месторождений». Алма-Ата, 1963.
- А. П. Соловов. Количественная интерпретация вторичных остаточных ореолов рассеяния рудных месторождений. (Краткое методическое пособие). Алма-Ата, 1966.
- А. Е. Ферсман. Избранные труды, Изд-во АН СССР, 1952.
-

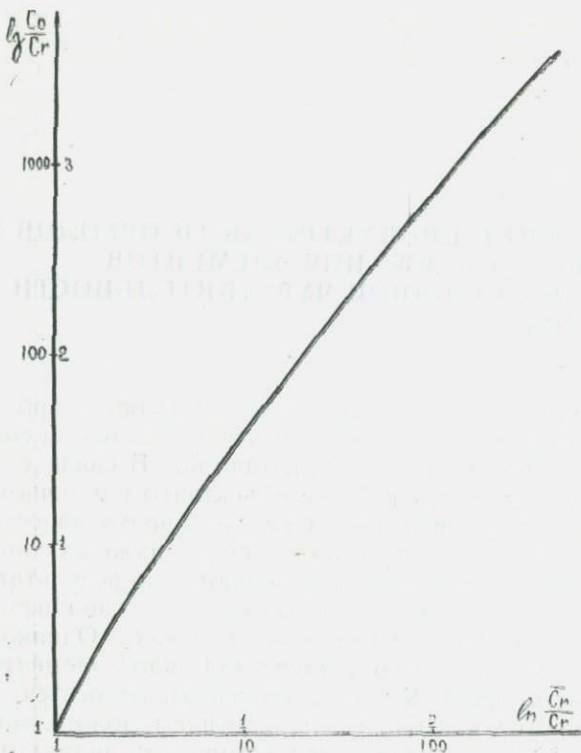
ВЫЧИСЛЕНИЕ ПРОДУКТИВНОСТИ ОРЕОЛОВ И СРЕДНЕГО СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ НЕДОСТАТОЧНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ АНАЛИЗОВ

Интерпретация геохимических аномалий и прогнозирование скрытого оруденения обычно основывается на сопоставлении параметров выявленных аномалий. В связи с этим возникла необходимость в более объективном и точном определении таких параметров ореолов, как продуктивность и средние содержания элементов в ореолах, а также их соотношение.

Эти параметры ореолов вычисляются по результатам приближенно количественного спектрального анализа, обычно применяемого при геохимических поисках. Однако чувствительность спектрального анализа для ряда элементов является недостаточной. К таким элементам относятся мышьяк, сурьма, висмут, кадмий, ртуть, вольфрам, золото, молибден и некоторые другие, являющиеся элементами-индикаторами для многих типов месторождений. Причем в различных лабораториях достигнутая чувствительность спектрального анализа на эти элементы различна, а значит, продуктивности ореолов и средние содержания элементов в ореолах, вычисленные по результатам анализов разных лабораторий, будут различными: чем ниже чувствительность анализа, тем выше вычисленное среднее содержание и ниже продуктивность.

Для исключения грубых ошибок в определении параметров ореолов элементов, чувствительность анализа на которые недостаточна, автор предлагает следующий метод их вычисления.

Из литературных источников и практики наших работ известно, что убывание концентрации элементов в ореолах от рудного тела (или максимальных концентраций) к периферии ореола описывается экспотенциальной кривой, а значит, логарифмы концентраций убывают по прямой линии (фиг. 1).



Фиг. 1. График зависимости концентраций элементов в ореоле от расстояния до рудного тела

Управление этой прямой

$$\frac{x}{x_4} = \frac{\ln C_0 - \ln C}{\ln C_0 - \ln C_4}$$

Преобразуя это уравнение, получим

$$\ln C = \ln C_0 - \frac{x}{x_4} \ln \frac{C_0}{C_4} = \ln C_0 \left(\frac{C_4}{C_0} \right)^{\frac{x}{x_4}}, \text{ откуда } C = C_0 \left(\frac{C_4}{C_0} \right)^{\frac{x}{x_4}}$$

Интегрируя последнее уравнение (без вычета фона), полу-

чаем выражение продуктивности

$$P_i = \Sigma Ci \Delta x = \int_0^x C dx = \int_0^x C_0 \left(\frac{C_4}{C_0} \right)^{\frac{x}{x_4}} dx = \frac{x_4 \left(\frac{C_4}{C_0} \right)^{\frac{x}{x_4}}}{\ln \frac{C_4}{C_0}} \Big|_0^x =$$

$$= \frac{x_4}{\ln \frac{C_4}{C_0}} (C_0 - C). \quad (1)$$

Формула для вычисления продуктивности с вычетом фона получается из выражения

$$P_{\phi\phi} = \frac{x_4}{\ln \frac{C_4}{C_0}} (C_0 - C\phi) - x C\phi = \frac{x_4}{\ln \frac{C_4}{C_0}} \left(C_0 - C\phi - x_2 \frac{\ln \frac{C_0}{C}}{\ln \frac{C_4}{C_0}} \cdot C\phi \right)$$

$$\frac{x_2}{\ln \frac{C_0}{C_4}} \left[C_0 - C\phi \left(1 + \ln \frac{C_0}{C\phi} \right) \right]. \quad (2)$$

Теоретическое среднее содержание элемента в ореоле можно получить, разделив полную продуктивность (без вычета фона) на теоретическую ширину ореола при принятом минимально аномальном содержании

$$P = \frac{x_z}{\ln \frac{C_0}{C_r}} (C_0 - C); \quad x = x_z \frac{\ln \frac{C_0}{C}}{\ln \frac{C_0}{C_4}};$$

$$\bar{C} = \frac{P}{x} = \frac{x_2 (C_0 - C) \ln \frac{C_0}{C_r}}{\ln \frac{C_0}{C_r} x_2 \ln \frac{C_0}{C}} = \frac{C_0 - C}{\ln \frac{C_0}{C}}. \quad (3)$$

Единственным затруднением при вычислении полной продуктивности и истинного среднего содержания является определение оптимального значения C_0 — максимального содержания элемента в ореоле, так как единичные максимальные содержания элементов являются величинами, могущими

иметь значительные отклонения от экспоненциальной кривой распределения элемента в ореоле.

Для исключения влияния случайных отклонений можно определить теоретическое максимальное содержание элемента, исходя из практически вычисленного среднего содержания при данной чувствительности анализа по вышеприведенной формуле или по графику, построенному в соответствии с несколько преобразованной формулой:

$$\frac{\bar{C}_r}{C_r} = \frac{C_0 - 1}{\ln \frac{C_0}{C_r}} \quad (4).$$

Рекомендуется следующий порядок вычисления.

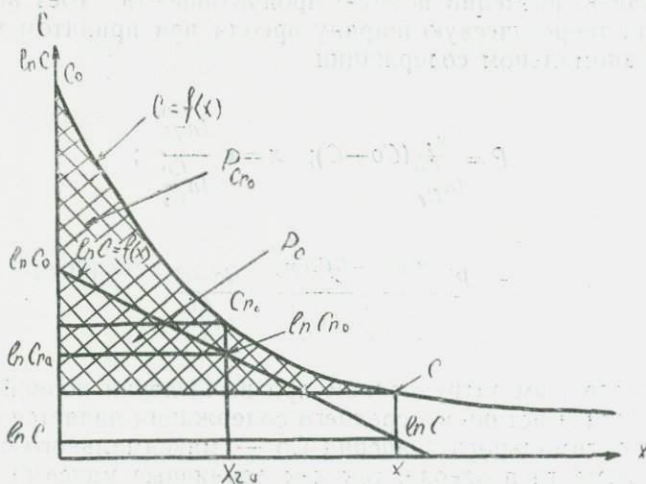
1. По результатам анализа вычисляется среднее содержание элемента в ореоле при достигнутой чувствительности анализа по формуле

$$\bar{C} = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n C_i l_i,$$

где L — общая ширина ореола;

C_i — содержание элемента в i -той пробе;

l_i — длина i -той пробы.



Фиг. 2. Определение максимального содержания элемента в ореоле

2. Вычисление максимального содержания элемента в ореоле по формуле (3) или (4) или определение по графику (фиг. 2) по вычисленному среднему содержанию \bar{C}_4 и пределу чувствительности анализа C_4 .

3. Вычисление истинного (теоретического) среднего содержания элемента в ореоле по формуле (3), где C — минимальное содержание элемента в ореоле, принимаемое для расчета (двойной-тройной кларк и др.).

4. Вычисление полной продуктивности по формулам (1) или (2).

О ПОЛНОЙ И СОКРАЩЕННОЙ СХЕМАХ ФАЗОВОГО ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НА СОЕДИНЕНИЯ СВИНЦА И МЕСТЕ ПЛЮМБОЯРОЗИТА В НИХ

Если до недавнего времени основной задачей при изучении ореолов рассеяния являлось определение в них валовой концентрации рудных компонентов, то в настоящее время выдвигается задача установления форм нахождения этих металлов.

Знание форм нахождения металлов в первичных и вторичных ореолах имеет как научное, так и практическое значение. Во-первых, оно приближает к решению вопроса о геохимических процессах, приводящих к фиксации элементов, о формах их миграции, о процессах вторичного изменения рудного вещества и др. Во-вторых, знание основных форм присутствия элементов, приуроченных к определенным участкам месторождений, может служить помощью и поисковым методом.

Как известно, основным методом изучения форм нахождения микроэлементов является фазовый химический анализ. Поэтому разработка или приспособление уже имеющихся в химической литературе схем фазового анализа к проблеме изучения рудных компонентов в ореольных пространствах месторождений в настоящее время представляет вполне закономерный интерес.

Что касается схем фазового анализа на соединения свинца, то в последнее время появилась работа Л. В. Антроповой и др. (1968), построенная на известных в химии данных по селективному растворению минералов свинца. Эта схема, разработанная для геохимических целей, ближе всего отвечает нашим задачам. В связи с этим здесь целесообразно рассмотреть как упомянутую работу, так и некоторые другие, являющиеся до сих пор основой при производстве фазового анали-

за в производственных и исследовательских лабораториях.

Наиболее ранней схемой фазового анализа на соединения свинца является схема С. М. Анисимова и Г. Г. Запевалова (1934), которая позволяет отдельно определять сульфат, карбонат, хромат, фосфат (ванадат) и сульфид свинца. Растворителем на англезит является нейтральный раствор 25%-ного NaCl с отношением Т:Ж, равном 1:200, время действия 1 час. Авторами показано, что этот растворитель практически не растворяет галенит, ванадинит, пироморфит, крокоит, а церуссит растворяется в пределах 0,4—0,7%. Церуссит извлекается нейтральным раствором (15%) $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ при Т:Ж, равном 1:200, и времени встряхивания 30 мин. Опыты показали, что в этих условиях в раствор переходит 2,1% свинца из пироморфита и 0,05% — из галенита. 15%-ный раствор ацетата аммония является хорошим растворителем и для англезита. В качестве селективного растворителя на крокоит использован 2%-ный раствор NaOH, который не реагирует с пироморфитом, ванадинитом и галенитом. Для растворения пироморфита и ванадинита авторы предложили подкисленный 25%-ный раствор NaCl при встряхивании в течение 20—15 мин и Т:Ж, равном 1:100; этот реактив растворяет и крокоит, англезит и церуссит. Растворителем на галенит предложен 25%-ный раствор NaCl с 6%-ным раствором FeCl_3 (жидкость Олдрайта) при Т:Ж, равном 1:200; время взаимодействия 12 часов. За это время в данный растворитель переходят в большей или меньшей степени все другие минералы, кроме силикатов.

Данные, полученные С. М. Анисимовым и Г. Г. Запеваловым и коротко изложенные в таблице I, послужили основой при работе других исследователей.

Позднее В. В. Доливо-Добровольским и Ю. В. Клименко (1947) показано, что раствор едкого натра вместе с хроматом растворяет также молибдат свинца — вульфенит.

Н. А. Филипповой с соавторами (1956, 1961₁, 1961₂) также внесены некоторые уточнения в эту схему. Так, после определения свинца в форме англезита (растворитель — хлористый натрий) и церуссита (растворитель — подкисленный раствор ацетата аммония) предлагается суммарное извлечение свинца из пироморфита, миметезита, ванадинита, крокоита и вульфенита 25%-ным раствором NaCl с добавкой 0,5%-ной HCl в течение 20 мин. В случае присутствия вульфенита и крокоита перед изложенной операцией предлагается их снятие 2%-ным раствором NaOH с

10-ным ацетатом аммония. Далее, время извлечения галенита 25%-ным раствором хлористого натрия с 6%-ным раствором хлорного железа авторы предлагают сократить до 7 часов.

Таблица 1

Растворимость важнейших минералов свинца в различных растворителях, %

Минерал	Растворители				
	25%-ный нейтр. раствор NaCl	15%-ный раствор $\text{CH}_3\text{COONH}_4$	2%-ный раствор NaOH	25%-ный раствор NaCl+HCl (5 мл/1 л)	25%-ный нейтр. раствор NaCl+60 г/л FeCl_3
Англезит	+	+	+	+	+
PbSO_4					
Церусит	—	+	+	+	+
PbCO_3					
Крокоит	—	—	+	+	73
PbC_2O_4					
Пироморфит	—	—	—	+	52
$\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$					
Ванадинит	—	—	—	+	43
$\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$					
Галенит	—	—	—	Около	+
PbS				2—3	

Примечание: Знак (+) обозначает полную растворимость минерала, знак (—) практическую нерастворимость.

В работе Н. А. Филипповой и др. (1961₂) предложен органический растворитель гликоколь (2%-ный раствор аминокислотной кислоты) для выделения в самостоятельную фазу окиси свинца. Хотя в природных условиях минерал массивот является довольно редким минералом, тем не менее возможность его выделения в ряде случаев может представить определенный интерес.

Нам кажется, что стоит упомянуть и о новом растворителе на галенит: в ряде производственных лабораторий получила довольно широкое распространение как реагент на галенит смесь растворов ацетата аммония и перекиси водорода

(Христофоров, 1965), хотя в некоторых лабораториях предпочитают пользоваться все той же жидкостью Олдрайта.

В отношении такого распространенного в природе минерала, как плюмбоарозит, в литературе имеются довольно противоречивые данные. В работе С. Ю. Файнберга (1953) показано, что плюмбоарозит не растворяется в нейтральном растворе хлорида натрия, в растворе ацетата аммония, подкисленном уксусной кислотой, а также в смеси хлорида натрия и хлорида трехвалентного железа. Плюмбоарозит не растворяется даже в 5%-ном растворе КОН (Доливо-Добровольский, Клименко, 1947). Поэтому при использовании схемы, по данным этих исследователей и других (Филиппова, 1961), плюмбоарозит должен оставаться в нерастворимом остатке. Однако Н. Н. Масляничкиным и др., (1965) отмечается, что 2%-ный раствор NaOH, применяемый для определения крокоита и вульфенита, переводит в раствор 50—60% плюмбоарозита, а 40—50% — переходит в подкисленный 25%-ный раствор NaCl (растворитель на пироморфит и другие сложные окисленные минералы свинца). Таким образом, значения, соответствующие свинцу сложных окисленных минералов, могут быть завышены, а плюмбоарозит не установлен. В корне противоположные данные получены В. В. Васильевым и А. В. Ковеня (1969), согласно которым плюмбоарозит практически не растворяется в 2%-ном растворе NaCl как при действии ультразвука в течение 15 мин, так и при 7-часовом встряхивании на механической мешалке. Этими авторами показано также, что жидкость Олдрайта совсем не действует на плюмбоарозит.

В связи с изложенными разноречивыми сведениями по поводу растворимости плюмбоарозита нами проверено действие на него растворителей обсуждаемой схемы. Для этого два образца плюмбоарозитов были подвергнуты обработке по полной схеме фазового анализа. Поскольку наиболее спорным, как видно, является воздействие на него селективных растворителей сложных окисленных соединений (раствора едкого натра и подкисленного раствора хлорида натрия), именно эта часть нашей проверки приведена ниже в виде табл. 2.

Чистота использованных минералов проверялась спектральным анализом и термовесовым методом. Достоверность диагностики подтверждена рентгеновским анализом.

В фильтрах первых четырех растворителей (дистиллированная вода, гликоколь, хлорид натрия, ацетат аммония),

результаты которых в таблице не приведены, свинец или полностью отсутствовал, или его оказалось менее 1%. В пятой фазе сложных окисленных соединений (растворитель — подкисленный раствор хлорида натрия) для первого образца плюмбюрозита, как видно по таблице, обнаружилось 0,5% свинца, а для второго образца — 1,44%. В усложненном

Таблица 2

Растворимость плюмбюрозитов в растворителях сложных окисленных соединений свинца, %

Минерал	Вариант обработки	25%-ный раствор NaCl + 0,5%-ный раствор HCl	
		2%-ный раствор NaOH	25%-ный раствор NaCl + 0,5%-ный раствор HCl
Плюмбюрозит, Кильчинско-Мальцевская рудная зона, Вост. Забайкалье	I	0,5	
	II	0,57	0,48
Плюмбюрозит, Камарсай, Средняя Азия	I	1,44	
	II	0,34	3,59

варианте с введением 2%-ного NaOH перед растворением в подкисленном растворе хлорида натрия в эти фазы вышло 0,57 и 0,48% свинца в первом случае и 0,34 и 3,59% — во втором. Все перечисленные величины лежат в пределах допустимых ошибок фазового анализа, поэтому можно считать, что оба опробованных растворителя не действуют на плюмбюрозит.

Далее, в жидкости Олдрайта плюмбюрозит остался также практически нерастворимым. Полное растворение плюмбюрозита произошло в последней фазе фазового анализа (концентрированная соляная кислота, с подогревом в течение 30 минут).

Чем же можно объяснить разноречивые данные по растворимости плюмбюрозита, который получился у ряда исследователей? По нашему мнению, эти противоречивые результаты связаны с использованием недостаточно чистого материала

или недостоверностью диагностики минералов. В частности, исследователи часто принимают за плюмбоарозит минерал бедантит; возможно, именно это и привело к подобным ошибкам.

При выяснении форм нахождения свинца в ореолах рассеяния ряда месторождений Центрального Казахстана Л. В. Антроповой и др. (1969) широко использован метод фазового анализа, в схему которого вошли приведенные выше данные Анисимова и Запевалова (1934), Филипповой и др. (1956, 1961). Кроме того, Л. В. Антроповой, М. В. Недригайловой и др. предложены новые фазы в дополнение к имеющимся в ранних схемах: горячая дистиллированная вода для выделения свинца, находящегося в капиллярной жидкости, 1-н. раствор $BaCl_2$ для вытеснения сорбированного свинца, концентрированная соляная кислота для выделения свинца, связанного с окислами и гидроокислами железа и марганца, доплавление остатка для определения изоморфной в силикатах формы свинца и плюмбоарозита. В изложенном виде схема фазового анализа на соединения свинца была опробована названными авторами на микроколичествах предсмотренных ею минералов и поэтому рекомендована для выяснения форм нахождения свинца в ореольных образованиях.

Из вновь предложенных фаз, на наш взгляд, представляет интерес только возможность выделения свинца, связанного с железистыми и марганцевыми соединениями (растворитель — HCl). Что касается места плюмбоарозита в предложенной схеме, то оно является явно ошибочным. Это следует как из наших опытов, так и из общеизвестных минералогических данных о хорошей растворимости этого минерала в солянокислых растворах, тем более в концентрированной соляной кислоте, которая введена самими же авторами в схему для извлечения так называемой ферри-формы свинца.

Учтя все сказанное, мы несколько видоизменили схему Л. В. Антроповой и др., после чего она стала больше похожа на схему ранних авторов. На фигуре представлена схема фазового анализа на соединения свинца, которую, нам кажется, целесообразно использовать при установлении форм нахождения свинца в ореольных пространствах. Она предусматривает основные вероятные минеральные формы свинца. В схему не внесена фаза извлечения изоморфной формы свинца путем доплавления остатка образца, так как наш опыт показал, что эта форма не играет заметной роли в ореольных образцах.

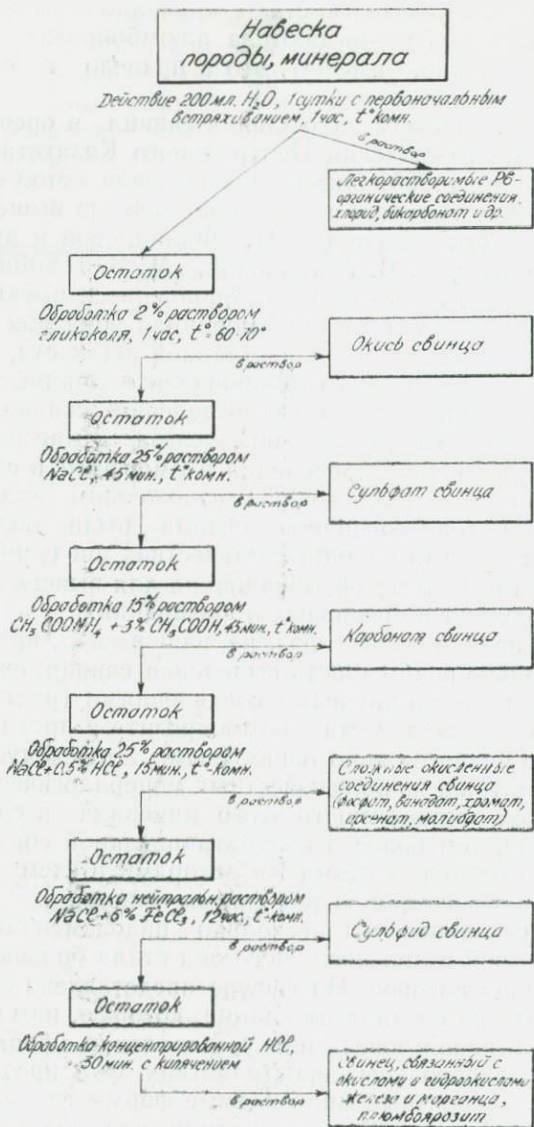


Схема фазового химического анализа на соединения свинца

Действие селективных растворителей церуссита, крокоита и галенита проверялось В. А. Бухаровой (1971) на разубоженных смесях, содержащих микроколичества соответствующих минералов свинца в них (0,0п—0,00п%). Результаты этой проверки показали идентичность поведения микросодержаний названных минералов с их макроколичествами в соответствующих растворителях.

Проведенная Л. В. Антроповой и В. А. Бухаровой проверка действия селективных растворителей соединений свинца на их микроколичествах позволяет с определенной уверенностью использовать выбранную схему фазового анализа для ореольных образцов, а полученные результаты считать в достаточной степени достоверными.

Предварительно перед проведением фазового анализа нами рекомендуется спектроскопическое исследование образцов на предмет установления элементов-примесей в них, что необходимо при интерпретации фазы сложных окисленных соединений.

Для упрощения работы по установлению форм нахождения свинца возникла необходимость опробовать сокращенную схему фазового анализа, включающую суммарное определение окисленных соединений (Филиппова и др.,) 1961₁). По этой схеме сумма окисленных форм свинца (кроме ферриформы) — окись, сульфат, карбонат, сложные окисленные соединения — определяется в фильтрате подкисленного раствора хлорида натрия. Нами проверено действие этого растворителя, а также сделана попытка использовать вместо жидкости Олдрайта другой растворитель на сульфид свинца — смесь ацетата аммония и H_2O_2 .

Результаты применения сокращенной схемы фазового анализа к трем ореольным образцам месторождения Кафан сравнены с результатами использования полной схемы (табл. 3.) Как видно, довольно неустойчивыми являются результаты производства водных вытяжек; однако с достоверностью можно сказать, что водорастворимая форма свинца занимает существенное место среди других его минеральных форм в изученных объектах. Далее, если по сокращенной схеме сумма окисленных соединений (кроме ферриформы) составила для первого образца 40,14%, то по полной схеме — 61,01%. Для второго и третьего образцов это значение также выше в случаях применения полной схемы фазового анализа (59,48 против 40,13% во втором и 79,90 против 36,01% в третьем образце). Количество сульфидной фазы

Сравнение результатов фазового анализа на соединения свинца, полученных по полной [I] и сокращенной [II] схемам

Образец, содержание Pb, %	Вид методики	Количество свинца, перешедшее в раствор в различной форме (%)						
		Воднорастворимый свинец	Окись	Сульфат	Карбонат	Сложные окисленные соединения	Сульфид	Pb, связанный с гидроокислами Fe
Карбонатный суглинок (2276)*, 0,00216	I	7,67	5,20	8,51	15,43	31,87	29,32	28,27
	II	28,29			40,14		14,16	40,14
Обводненная глина (2280), 0,00175	I	21,76	5,85	Не обн.	12,37	31,26	27,71	19,84
	II	28,75			40,13		20,59	36,84
Глинистый делювий с карбонатными прослойками (2283), 0,0021	I	7,92	17,22	28,61	5,46	28,61	20,39	17,22
	II	15,0			36,01		20,40	35,41

Примечание: в I схеме использованы обычные растворители; во II схеме использованы 25%-ный раствор NaCl + 0,5%-ный раствор HCl (суммы первых четырех форм свинца), 15%-ный раствор CH_3COON_4 + H_2O_2 + HCl конц.

* В скобках номер образца.

больше при применении жидкости Олдрайта в полной схеме. Так, из первого образца извлечено свинца этой фазы 29,32% жидкостью Олдрайта и 14,16% — смесью ацетата аммония и перекиси водорода; во втором — 27,71% по сравнению с 20,59%; только для последнего образца установлено равное количество сульфидной фазы по обеим схемам. Что касается количества так называемой ферриформы свинца, то она всегда значительно выше при использовании сокращенной схемы фазового анализа: количество этой фазы свинца для первого образца составило 28,27% по полной схеме и 40,14% — по сокращенной, для второго — 19,84 и 36,84%, третьего — 17,22 и 35,41% соответственно.

Итак, сравнение результатов использования двух схем фазового анализа позволило сделать следующие выводы. Во-первых, подкисленный раствор хлорида натрия не полностью извлекает все окисленные соединения свинца, которые в большем количестве извлекаются в последовательной схеме. Во-вторых, извлечение сульфида свинца смесью $\text{CH}_3\text{COONH}_4 + \text{H}_2\text{O}_2$, по-видимому, не полное; возможно, играет роль недостаточность времени (2 часа), указываемое Б. С. Христофоровым. В третьих, более высокое значение для свинца фазы ферриформы в сокращенной схеме объясняется, очевидно, переходом в нее недорастворенных сульфида и сложных окисленных соединений в соответствующих растворителях.

Наше мнение о предпочтительности жидкости Олдрайта по сравнению с перекисью водорода для растворения галенита находится в согласии с данными некоторых других исследователей, например, Б. С. Христофорова и Е. Д. Глотко (1963).

Исходя из изложенного, можно сделать вывод, что более достоверные результаты по формам присутствия свинца в изучаемых образцах, по-видимому, получаются в случае применения полной схемы фазового химического анализа. Тем не менее, когда исследователя не интересует присутствие конкретных окисленных минеральных фаз свинца, применение сокращенной схемы, значительно упрощающей ведение фазового анализа, вполне допустимо с учетом всех отмеченных выше замечаний.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов С. М., Запевалов Г. Г. Рациональный анализ

свинцовых соединений в свинцовых окисленных рудах. — Цветные металлы, 1934, № 10.

Антропова Л. В., Недригайлова М. В., Шуралева А. З. Определение форм нахождения свинца и молибдена в пробах из ореолов рассеяния (методические рекомендации). ОНТИ ВИТР, Ленинград, 1968.

Антропова Л. В., Недригайлова М. В., Шуралева А. З. Распределение форм нахождения свинца и молибдена в ореолах рассеяния месторождений Центрального Казахстана. В сб. «Методика и техника разведки», 1969, № 65.

Бухарова В. А. О методах фазового анализа элементов, служащих индикаторами при геохимических поисках. В сб. «Вопросы прикладной геохимии», Изд-во «Недра» 1971.

Васильев В. В., Ковеня А. В. Применение ультразвука в вещественном химическом анализе руд. В сб. «Методы изучения вещественного состава и их применение». Изд-во СО АН СССР, 1969, вып. 11.

Доливо-Добровольский В. В., Клименко Ю. В. Рациональный анализ руд. Металлургиздат, 1947.

Масляницкий Н. Н., Будникова Н. В., Леонченкова Е. Т., Кацнельсон Э. М., Мерлина Ф. Е., Мильнер Р. С. Работы института Механобр в области химического исследования вещественного состава руд цветных и редких металлов. Докл. 5 научно-технич. сессии ин-та Механобр. Ленинград, июль 1965.

Фейнберг С. Ю. Анализ руд цветных металлов. Metallurgizdat, 1953.

Филиппова Н. А., Судиловская Е. М. Фазовый анализ руд и продуктов их обогащения на соединения свинца. В сб. трудов Гинцветмета, 1956, № 12.

Филиппова Н. А., Коростелева В. А., Чжу-Юэ-Ии. Уточненная методика фазового анализа на соединения свинца, руд и продуктов обогащения. — Зав. лаборатория, 1961, 27, № 11.

Филиппова Н. А., Коростелева В. А. Растворение минералов свинца в органических кислотах. — Зав. лаборатория, 1961, № 4.

Христофоров Б. С., Глотко Е. Д. Вещественный анализ продуктов свинцового производства. Изд-во СОАН СССР, 1963.

Христофоров Б. С. Современное состояние вещественного химического анализа и перспективы его развития. В сб. «Методы изучения вещественного состава и их применение». Новосибирск, 1965.



УДК 553.45.551.24.044.

Прогнозирование оловянного оруденения в областях тектонической активизации. Фаворская М. А., Томсон И. Н. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ. 1973, стр. 3—11.

УДК 550.84.092.1.553.062.067.45.

Особенности первичных геохимических ореолов эндогенных месторождений олова. Бельчанская Л. Н., Гетманский И. И., Григорян С. В., Морозова Т. А. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ. 1973, стр. 12—34.

УДК 550.84.092.1 : 551.7.02.

Использование корреляционного анализа при изучении первичных ореолов рудных тел. Квятковский Е. М. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ, 1973, стр. 35—43.

УДК 553.065.550.84.092.1 : 553.26.

К вопросу о связи между осевой и «поперечной» зональностью первичных ореолов гидротермальных рудных тел. Квятковский Е. М. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ. 1973, стр. 44—69.

Авторы анализируют оловорудные тектонически активные структуры и рассматривают критерии для их распознавания. Для выявления рудо-контролирующих структур используются в комплексе различные методы: палеоструктурный, морфоструктурный, геофизический, метод целеустремленного изучения магматических особенностей, геохронологического районирования, составления схем экстенсивности и интенсивности оруденения, рудноформационного анализа. Наиболее перспективны, по мнению авторов, в региональном плане области, испытавшие активизацию орогенного типа.

В настоящее время региональные прогнозы установлены на выявление и прослеживание зон нарушений первого порядка, которые определяют размещение наиболее крупных оловорудных полей.

Более локальное прогнозирование может базироваться на изучении более мелких специфических структур и формаций периодов орогенной активизации и особенностей их сочетания с рудоконтролирующими структурами.

Библиография — 6 названий.

На примере ряда характерных месторождений олова двух формаций — сульфидно-касситеритовой и кварц-оловорудной выясняются особенности первичных геохимических ореолов. Подробный анализ характера изменения индикаторных отношений по вертикали позволяет сделать вывод о наличии на глубине ряда месторождений слепых рудных тел. На всех изученных месторождениях устанавливается ряды вертикальной зональности, позволяющей выявить особенности строения в каждой оловорудной формации.

В строении данных рудных тел по величине мультипликативного показателя выявляется зональность, аналогичная зональности ореолов.

Табл. 14, иллюстраций 1.

Предлагается использование корреляционного анализа для оценки уровня эрозийного среза рудного тела или его первичного ореола, а также для разделения элементов, идущих в различные стадии минерализации. Наблюдаемую большую «многостадийность» рудоотложения на нижних горизонтах можно объяснить явлением «телескопирования».

Таблиц 1, иллюстраций 3, библиография — 7 названий.

Между осевой вертикальной зональностью отложения и зональностью поперечных первичных ореолов как диффузионного, так и структурного типа существует вполне определенная связь, которая может быть использована для оценки уровня сечения рудной зоны.

Таблиц 3, иллюстраций 7, библиография — 13 названий.

УДК 553.061.12 : 550.422.4.

Опыт оценки миграционной подвижности рудных элементов в зоне гипергенеза. Мезенцев О. К. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ. 1973. стр. 70—78.

УДК 550.84.42.09.

Вычисление продуктивности ореолов и среднего содержания элементов при недостаточной чувствительности анализов. Майоров И. П. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ. 1973. стр. 79—83.

УДК 546.815:54.06(084.2) + 549.762.15.

О полной и сокращенной схемах фазового химического анализа на соединения свинца и месте пломбоярозита в них. Разенкова Н. И., Самойлова Ю. С. В сб. «Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений». Изд-ие ИМГРЭ. 1973. стр. 84—94.

Рассмотрены некоторые вопросы методики оценки миграционной подвижности химических элементов в зоне гипергенеза. Приведены ряды подвижности рудных элементов для различных ландшафтно-геохимических условий, отмечается необходимость широкого использования методики оценки миграционной подвижности элементов по данным вычисления коэффициентов рассеяния остаточных ореолов.

Таблиц 2, иллюстраций 3, библиография — 5 названий.

Автор предлагает новый метод в определении параметров ореолов, элементов, который исключает грубые ошибки в их определении. Новый метод наиболее эффективен при недостаточной чувствительности анализов

Иллюстраций — 2.

Рассматриваются схемы фазового анализа на соединения свинца по литературным данным, начиная с 1934 года. Приводятся собственные схемы сокращенного и полного фазового химического анализа на соединения свинца. Рекомендуются предварительные спектроскопические исследования для установления элементов-примесей. Делается вывод о том, что, несмотря на большую достоверность полной схемы, применение сокращенной схемы целесообразно, когда нет необходимости в определении конкретных окисленных минеральных фаз свинца. Существующие в литературе противоречия о растворимости плюмбоярозита, по мнению автора, вызываются трудностями диагностики этого минерала.

Таблиц 3, иллюстраций 1, библиография — 13 названий.

СОДЕРЖАНИЕ

М. А. Фаворская, И. Н. Томсон. Прогнозирование оловянного оруденения в областях тектонической активизации . . .	3
Л. Н. Бельчанская, И. И. Гетманский, С. В. Григорян, Т. А. Морозова. Особенности первичных геохимических ореолов эндогенных месторождений олова . . .	12
Е. М. Квятковский. Использование корреляционного анализа при изучении первичных ореолов рудных тел . . .	35
Е. М. Квятковский. К вопросу о связи между осевой и «поперечной» зональностью первичных ореолов гидротермальных рудных тел . . .	44
О. К. Мезенцев. Опыт оценки миграционной подвижности рудных элементов в зоне гипергенеза . . .	70
И. П. Майоров. Вычисление продуктивности ореолов и среднего содержания элементов при недостаточной чувствительности анализов . . .	79
Н. И. Разенкова, Ю. С. Самойлова. О полной и сокращенной схемах фазового химического анализа на соединения свинца и месте плумбюрозита в них . . .	84



1018